

NICOLAE BUZGAR

IV-15.888

PETROLOGIE MAGMATICĂ



NICOLAE BUZGAR

PETROLOGIE MAGMATICĂ

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Coperta I:

Andezit cu piroxeni, fotografie la microscop

Leucogranit, eşantion şlefuit

Cariera de cupru de la Roşia Poieni (judeţul Alba)

Editura TEHNOPRESS

Str. Pinului nr. 1A

700109 Iaşi

Tel./fax: 0232 260092

E-mail: tehnopress@yahoo.com

<http://www.tehnopress.ro>

Editură acreditată CNCIS

Descrierea CIP a Bibliotecii Naţionale a României

BUZGAR, NICOLAE

Petrologie magmatică / Nicolae Buzgar. – Iaşi: Tehnopress, 2009

Bibliogr.

ISBN 978-973-702-661-3

552

NICOLAE BUZGAR

PETROLOGIE MAGMATICĂ



662563
B.C.U. IASI

 editura
Tehnopress
IAȘI – 2009

CUPRINS

<i>Introducere</i>	9
Cap. I. Magmele	9
I.1. Noțiuni introductive	9
I.2. Proprietățile fizico-chimice ale magelor	12
Cap. II. Evoluția magmelor	17
II.1. Diferențierea lichid-cristal	17
II.2. Diferențierea lichid-lichid	23
II.3. Diferențierea lichid vapori	27
Cap. III. Consolidarea magmatică	28
III.1. Sisteme binare	29
III.2. Sisteme ternare	47
III.3. Sisteme cuaternare	68
III.4. Efectele presiunii asupra topirii și cristalizării sistemelor anhidre și umede	70
Cap. IV. Forme de zăcământ ale rocilor magatice	75
IV.1. Corpuri extruzive	75
IV.2. Corpuri intruzive	90
Cap. V. Rocile magmatice	122
V.1. Compoziția mineralogică	122
V.2. Structura rocilor magmatice	124
V.3. Sistemática și nomenclatura rocilor magmatice pe criteriul mineralogic-structural	140
V.4. Sistemática și nomenclatura rocilor magmatice pe criteriul chimic	147
V.5. Descrierea principalelor grupe de roci magmatice	157
<i>Bibliografie</i>	177

INTRODUCERE

Studiul rocilor și proceselor magmatice constituie obiectul unei ramuri fundamentale a geologiei și anume petrologia. Topirea unor mase mari de roci pentru a se forma magmele precum și solidificarea subsecventă a magmei pentru a forma rocile reprezintă două dintre cele mai importante procese care au loc pe Pământ. Toate rocile pe care le întâlnim la suprafața pământului au avut cândva, în trecutul lor, o legătură directă cu procesele magmatice.

Studiul sistematic al rocilor eruptive a început la mijlocul secolului XIX, în urma realizării primelor secțiuni subțiri de către H. C. Sorby și a microscopului petrografic. Spre sfârșitul aceluiași secol au fost realizate și primele studii descriptive de mare amploare de către Zirkel și Rosenbusch. Marii petrologi ai începutului de secol XX, cum au fost Bowen și Harker, și-au îndreptat atenția asupra proceselor magmatice și a relațiilor genetice dintre rocile magmatice. Eforturile comunității științifice s-au îndreptat spre elucidarea genezei diferitelor tipuri de roci și a proceselor de diferențiere magmatică în urma căroră, plecând de la o magmă inițială, se ajunge la o mare diversitate de roci. În ultimele decenii ale secolului XX, atenția petrologilor și nu numai, s-a îndreptat spre studiul experimental și teoretic al genezei magmelor și al proceselor de adâncime (scoarța inferioară și manta). După anii '50 ai secolului trecut, odată cu dezvoltarea spectrometriei de masă, cercetătorii și-au îndreptat atenția spre cercetări privind geochimia REEs, aceste elemente chimice furnizând informații prețioase privind sursa rocilor, evoluția magmelor și nu în ultimul rând geneza și locul de formare a acestora. Cam în aceeași perioadă au luat amploare studiile asupra izotopilor radioactivi care permit stabilirea vârstei rocilor, furnizând în același timp și informații privind originea mantelică sau crustală a magmelor. Toate aceste cercetări au condus la conturarea mult mai clară a ideilor privind geneza și evoluția magmelor, a compoziției mantalei și a scoarței Pământului. De asemenea, se pot identifica cu destulă acuratețe succesiunile de cristalizare a mineralelor, evoluția proceselor de consolidare a magmelor și, nu lipsit de importanță, sursa sau magma parentală a unor roci sau asociații de roci.

Avînd în vedere larga dezvoltare și diversificare a studiilor și cercetărilor de petrologie, rezultatele obținute și punctele de vedere uneori fundamental opuse prin prisma căroră se studiază diversele aspecte ale petrologiei magmatice, această disciplină a devenit în timp un adevărat domeniu de studiu. A încerca într-un volum, chiar și de cîteva sute de pagini, o cuprindere globală a aspectelor privitoare la geneza, evoluția și consolidarea magmelor, precum și la rocile magmatice credem că este, cel puțin acum, o utopie.

I. MAGMELE

I.1. Noțiuni introductive

Magma reprezintă un sistem natural eterogen format dintr-o fază lichidă dominantă, o fază solidă redusă cantitativ și, în unele cazuri, o fază gazoasă.

Faza lichidă reprezintă o topitură de silicați ± carbonați ± sulfuri ± oxizi. Magmele rezultate în urma fuziunii parțiale sau totale a rocilor litosferei sunt obligatoriu silicatiche. Prin procese de fracționare sau diferențiere magmatică, se poate ajunge la o compoziție predominant carbonatică, sulfurică sau oxidică. Din punct de vedere fizic, această topitură are o compoziție ionică, anionii fiind reprezentați în principal prin grupările tetraedrice $[\text{SiO}_4]^{4-}$ și $[\text{AlO}_4]^{5-}$ iar cationii prin Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ și K^+ . În cantități mici, uneori insignifiante, apar majoritatea cationilor elementelor chimice. Tetraedrii, în funcție de temperatura magmei, polimerizează mai mult sau mai puțin, însă cu formare de grupe neregulate de tetraedri comparativ ce cele din rețeaua cristalină a mineralelor.

Faza solidă este constituită din cristale aflate în suspensie și care aparțin unor specii minerale cu temperatura de topire ridicată (ilmenit, magnetit, cromit, perowskit etc.).

Faza gazoasă este reprezentată de constituenți ușor volatili: H_2O , CO_2 , CO , SO_2 , SO , H_2S , HCl , HF etc. De regulă, acești constituenți sunt dizolvați în faza lichidă și numai în urma unei scăderi de temperatură și/sau presiune are loc separarea lor sub forma unei faze gazoase independentă.

Formarea corpurilor de magmă are loc în trei situații:

- topirea parțială sau totală a fazelor solide ale litosferei;
- diferențierea (fracționarea) unei magme inițiale în două sau mai multe magme diferite;
- amestecul unor magme inițiale cu formarea unei singure magme.

Astfel, se admit două tipuri genetice de magme:

- *magme primare sau fundamentale*, rezultate direct prin fuziunea fazelor minerale și rocilor litosferei;
- *magme derivate* (secundare), provenite din amestecul sau fracționarea magmelor primare.

Din punct de vedere chimic există mai multe tipuri de magme fundamentale.

În funcție de conținutul în SiO_2 , s-a considerat că magmele primare pot fi *acide*, cu un conținut mediu statistic în SiO_2 de 73 % și *bazice*, cu 52,5 % (Rădulescu 1981). După unii autori există și al treilea tip de magmă fundamentală, cea intermediară, cu un conținut mediu statistic în SiO_2 de circa 59%. În prezent se acceptă faptul că toate magmele silicatice (acide, intermediare, bazice și ultrabazice) precum și cele carbonatice (Falloon și Green, 1990; White și Wyllie, 1992) pot fi atât primare cât și derivate. Cu certitudine magmele bazice din zonele de rift medio-oceanic și cele intermediar-acide din zonele de subducție sunt magme primare.

Magmale fundamentale mai pot fi clasificate în magme *alcaline* și *nealcaline*, în funcție de raportul alcalii/silice. Magmale alcaline se caracterizează printr-un conținut suficient de ridicat în alcalii încât rocile rezultate conțin feldspatoizi și minerale mafice alcaline (piroxeni alcalini, amfiboli alcalini) și/sau melilit.

Pentru toate magmele se utilizează o serie de termeni pentru a desemna o anumită evoluție chimică sau un chimism restrictiv. De exemplu, termeni cum ar fi aluminos, calcoalcalin, tholeiitic sau shoshonitic caracterizează magmele din punct de vedere al conținutului (inițial sau evolutiv) în Al, Ca+alcalii, Fe, respectiv K. Termenul tholeiitic este utilizat cu semnificații diferite. Astfel, o suită tholeiitică desemnează o asociație consangvină de roci magmatice cu conținut ridicat în FeO_T . Același termen aplicat la bazalte are cu totul altă semnificație, referindu-se mai degrabă la un conținut mai ridicat în SiO_2 decât la cel de FeO_T . Din acest motiv se recomandă utilizarea lui doar pentru a defini magmele bazice (bazaltele).

Magma reziduală reprezintă faza lichidă existentă după momentul începerii consolidării magmatice (formării primelor cristale).

Magma evoluată este o magmă reziduală care a fost afectată de procese de fracționare. De exemplu, magma acidă poate fi o magmă fundamentală sau o magmă derivată dintr-o magma fundamentală bazică, printr-un proces de fracționare intensă. În acest caz ea este o magmă evoluată. Magmale evolute sunt întotdeauna și magme reziduale.

Magma parentală constituie magma din care s-a format o rocă sau o asociație de roci magmatice. Ea poate fi fundamentală, derivată, reziduală sau evoluată.

Magma ajunsă la suprafață este numită *lavă*.

În prezent, activitatea magmatică se manifestă în:

- a) zone de distensiune crustală
- b) zone de comprimare crustală
- c) puncte fierbinți (*hot spots*)

Zonele de distensiune crustală includ i) depresiunile de afundare (grabene) și zonele extensionale din spatele arcurilor vulcanice insulare (bazine marginale sau back – arc), ii) rifturile intracontinentale și iii) rifturile medio-oceanice (fig. 1). Magmatismul este bazic, cu caracter nealcalin sau alcalin și cu diferențieri spre acid sau alcalin (inclusiv carbonatic) mai spectaculoase sau mai reduse, în funcție de tipul de structură tectonică distensională (graben, rift intracontinental sau rift medio-oceanic).

Activitatea magmatică din zonele de rift medio-oceanic este, de departe, cea mai importantă. Zonele de rift medio-oceanic însumează peste 52.000 km și se apreciază că neoformația de crustă oceanică este de circa 3,15 km² pe an (Le Pichon, 1980). Magmele își au originea în astenosferă iar chimismul lor este bazic – tholeiitic¹. Rocile rezultate sunt reprezentate în principal printr-un tip aparte de bazalte cu clinopiroxen bogat în calciu și olivină magneziană, numite MORB, adică bazalte de rift oceanic (*eng. Middle Ocean Ridge Basalts*). Subordonat mai apar roci intruzive bazice (gabbrouri, norite) și ultrabazice (peridotite). Cu totul izolat și reduse cantitativ se găsesc și roci alcaline sau acide. Prezența rocilor bazice alcaline și a celor acide sunt puse pe seama unor procese de diferențiere de mică amploare sau a existenței unor puncte fierbinți localizate pe sau în apropierea riftului (numai pentru rocile bazice alcaline!).

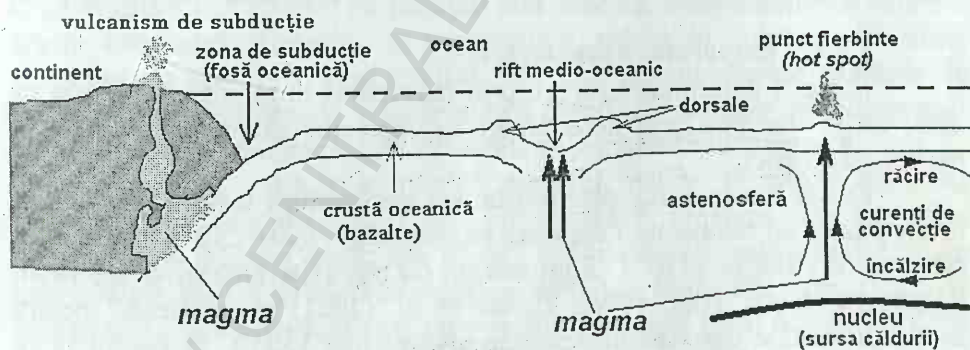


Fig. 1. Schiță cu zonele de manifestare a magmatismului.

Rifturile intracontinentale preced rifturile medio-oceanice însă nu toate rifturile intracontinentale evoluează până la stadiul de rift medio-

¹ bazalte tholeiitice = bazalte cu conținut mai ridicat în SiO₂, cu hipersten ± cuarț normativ (olivina poate fi prezentă în compoziția mineralogică modală).

oceanic (rifturi aulacogene). Activitatea magmatică este reprezentată de vulcanism punctiform iar natura magmelor este în principal silicatică bazică și alcalină (potasică). În cantități reduse apar și magme carbonatice (Africa).

În zonele de comprimare a litosferei (zone de subducție) natura magmelor este dependentă de natură plăcilor tectonice aflate în raporturi de subducție. În cazul plăcilor oceanice, natura magmelor este bazică, cu devieri spre alcalin sau intermediar. Dacă este implicată și o placă continentală (placa obdusă), natura magmelor este intermediară spre acidă (andezite în cazul vulcanismului de arc insular, granodioritică în cazul intruziunilor).

În anumite sectoare din interiorul plăcilor litosferice continentale și oceanice se formează mase mari de magmă care datorită unor curenți de convecție din manta urcă spre suprafață, producând boltirea și străpungerea crustei. Aceste puncte se numesc hot spot sau puncte fierbinți. Natura magmei este bazică, în principal alcalină (au loc însă și efuziuni de lave tholeiitice).

I.2. Proprietățile fizico-chimice ale magmelor

Magmele pot fi studiate atât direct, prin observații asupra lavelor, cât și indirect prin studiul rocilor magmatice. Principalele caracteristici ale magmelor sunt temperatura, presiunea, vâscozitatea și compoziția chimică.

I.2.1. Temperatura magmelor

Poate fi determinată direct, prin măsurători în torenții și lacurile de lavă, cât și indirect, prin determinări de laborator asupra mineralelor și rocilor magmatice.

Există foarte multe determinări ale temperaturii lavelor. În general, lavele bazice au temperaturi cuprinse în intervalul 1000-1250⁰ C, valori mai ridicate, de până la 1350⁰ C fiind extrem de rare (Carmichael et al., 1974; Rădulescu, 1981; Hall, 1996). Green et al. (2001) menționează, pentru lavele tholeiitice din Hawaii, temperaturi de circa 1325⁰C și consideră că magmele provin dintr-o manta cu temperatura potențială¹ de circa 1430⁰ C. Pentru lavele intermediare (andezitice) s-au măsurat temperaturi cuprinse între 900 și 1200⁰ C iar pe lavele dacitice au fost înregistrate cele mai scăzute temperaturi, de 800-900⁰C. Determinări pe lave riolitice nu s-au realizat deoarece încă nu au fost observate de aproape curgeri de lave riolitice. În schimb s-au efectuat măsurători de la distanță, prin pirometrie

¹ Temperatura potențială reprezintă temperatura rocilor înconjurătoare din locul unde s-a format magma.

optică, pe domuri riolitice, iar valorile înregistrate sunt cuprinse în intervalul 735-850°C. Se consideră însă că aceste măsurători, efectuate la periferia corpului magmatic, indică temperaturi mai scăzute decât temperatura reală (din interiorul corpului magmatic). Cele mai ridicate temperaturi caracterizează lăvele komatiitice. Kareem și Byerly (2001) au arătat că pentru komatiitele cu structura spinifex (concreștere de olivină și ortopiroxen datorită răcirii rapide) de la Barberton (3,3 Md ani vechime), temperatura lichidului komatiitic a fost de circa 1700°C, deoarece atât olivina cât și ortopiroxenul au $\#Mg > 94^1$.

Temperatura magmelor din interiorul Pământului a fost apreciată în urma determinărilor efectuate asupra rocilor ajunse la suprafață. Există mai multe metode indirecte de determinare a temperaturii magmelor însă rezultatele obținute sunt mai puțin precise din două motive. În primul rând, nu se poate determina cu precizie presiunea din camera magmatică și în al doilea rând nu se poate aprecia conținutul în substanțe volatile (în special H₂O, CO₂ și F₂). Cu toate acestea, se apreciază că valorile obținute prin diverse metode nu diferă semnificativ de valorile reale ale temperaturii magmelor. În acest sens, temperaturile obținute sunt în oarecare măsură similare sau mai scăzute decât cele determinate pe lăve. Dintre metodele indirecte menționăm topirea rocilor în condiții de laborator și determinarea compoziției chimice a soluțiilor solide sau a conținutului în anumiți oxizi.

Granitul se topește, în prezența apei și la presiunea de 1 bar, la 700°C iar bazaltul la 1150°C. La presiuni mai ridicate, comparabile cu cele din crusta inferioară și manta, și cu conținut scăzut în substanțe volatile, temperaturile sunt mai mari cu 100-200°C. Sunt numeroase exemple de determinări experimentale și toate indică faptul că magmele au temperaturi în mare măsură similare cu cele determinate prin măsurători directe.

În cazul cristalelor mixte, raportul dintre termenii finali ai cristalosoluției este dependent de temperatură și presiune. De exemplu, conținutul în feldspat sodic din plagioclaz și ortoclaz este dependent de temperatură. Prin determinarea acestui conținut se poate afla temperatura de cristalizare a celor doi feldspați, cu condiția existenței stării de echilibru din timpul cristalizării. De asemenea, conținutul de Fe din biotit și granat (cînd este prezent!) depinde de temperatură. Un alt exemplu este cel al conținutului de Al din piroxen, care este dependent de temperatura și presiunea la care a cristalizat piroxenul. Aceste cristalosoluții utilizate în determinarea temperaturii și/sau presiunii la care a avut loc cristalizarea (implicit temperatura magmelor din care au cristalizat) se numesc geotermometre, respectiv geotermobarometre.

¹ $\#Mg = Mg/(Mg+Fe)$

I.2.2. Presiunea magmelor

Valoarea presiunii la care se găsește un bazin magmatic situat în adâncime este dependentă de adâncimea și compoziția chimică a magmei. Presiunea la care este supus corpul de magmă este constituită din presiunea litostatică (presiunea coloanei de roci din acoperișul camerei magmatice), la care se adaugă, în cazul magmelor umede, presiunea de vapori a substanțelor volatile. Doar pentru corpurile de magmă situate la adâncimi mici intervine și presiunea orientată sau stressul, ca efect al dinamicii crustei terestre. Teoretic, la adâncimi mai mari de 10km, presiunea tinde să devină izotropă (Șeclăman et al., 1999).

Presiunea litostatică crește cu circa 0,28 kbar / km, adică la 10km adâncime, aceasta este de aproximativ 2,8 kbar.

Presiunea pe care o exercită substanțele volatile aflate în stare supracritică, poate depăși, în cazul corpurilor de magmă aflate la mică adâncime, presiunea litostatică. Dacă rocile înconjurătoare sunt rezistente la deformare, apare condiția optimă de explozie magmatică în urma căreia apar brechiile de explozie.

I.2.3. Vâscozitatea magmelor

Aceasta reprezintă rezistența la curgere a magmelor și este una din proprietățile magmelor care influențează atât mobilitatea lor cât și intensitatea manifestării diverselor procese de fracționare. Unitatea de măsură este Pascal-secundă - Pa·s. Comparativ cu apa, magmele au vâscozități mai mari cu până la 13 ordine de mărime. Astfel, dacă vâscozitatea apei este de 10^{-3} Pa·s, magmele bazice au o vâscozitate de 10^{-10^2} Pa·s. Pe măsura creșterii acidității (în condiții similare de presiune și conținut în substanțe volatile), vâscozitatea atinge valori maxime, de 10^8 - 10^{10} Pa·s la magmele riolitice. Această creștere spectaculoasă de vâscozitate este determinată de creșterea conținutului de SiO_2 . Tetraedrii SiO_4^{4-} polimerizează, formând lanțuri și grupe tridimensionale care se opun curgerii.

Vâscozitatea magmelor mai este influențată de temperatură, presiune, și conținut în substanțe volatile. Creșterea temperaturii determină scăderea vâscozității tocmai prin împiedicarea polimerizării tetraedrilor de silice. Presiunea are un efect asemănător asupra vâscozității, însă viteza de scădere a vâscozității cu presiunea diferă de la o topitură la alta, fiind, de exemplu, mai mare la magma andezitică decât la cea bazaltică (Șeclăman et al., 1999).

Conținutul în volatile este extrem de important deoarece magmele anhidre sunt extrem de vâscoase comparativ cu cele umede. S-a constatat că

o creștere în conținutul de F_2 are efecte spectaculoase asupra vâscozității deoarece, fiind foarte activ chimic în stare ionică, împiedică polimerizarea.

I.2.4. Compoziția chimică a magmelor

Deși compoziția chimică reală a magmelor nu se cunoaște cu exactitate, aceasta este cunoscută suficient din analizele chimice ale rocilor și lavelor și prin măsurători ale emisiilor de gaze din craterele vulcanice. Compoziția chimică este dominată de cele mai abundente elemente chimice din compoziția Pământului și anume Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H_2 și O_2 . Oxigenul fiind cel mai abundent anion, compoziția chimică a magmelor se exprimă sub formă de oxizi. Astfel, principalii oxizi sunt SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O și H_2O . Cu excepția apei, aceștia reprezintă mai mult de 1% fiecare și peste 97% împreună. Pe lângă aceștia, magmele mai conțin în cantități ce oscilează între 0,1 și 1% și TiO_2 , MnO și P_2O_5 . Celelalte elemente chimice sunt prezente în cantități infime, uneori de zecimi sau chiar sutimi de $\mu g/g$ și sunt considerate elemente minore sau urmă (eng. *trace elements*).

Oxidul predominant este SiO_2 și este cuprins între 30 și 80%. Valori mai scăzute sunt caracteristice doar pentru unele magme carbonatice, în care oxizii principali pot fi CaO și/sau MgO precum și CO_2 . Ceilalți oxizi au o participare mai redusă și, de regulă, Al_2O_3 și MgO pot atinge valorile cele mai ridicate, de peste 25%. Oxizii de Fe, CaO și Na_2O pot depăși fiecare 15% (nu în aceeași magmă) iar K_2O poate avea valori mai mari de 10%. Valorile minime pot ajunge la 0,1% cu excepția oxizilor alcalini care, în unele magme ultrabazice pot avea valori sub 0,01%. În magmele carbonatice, CaO poate depăși 50% iar SiO_2 poate fi sub 1% (Bailey, 1993). TiO_2 , MnO , P_2O_5 și Cr_2O_3 pot avea participări de ordinul procentelor (1-3%) doar ocazional și în special în magmele bazice, ultrabazice sau hiperalcaline.

Compoziția chimică a magmelor este marcată de unele variații sistematice. Astfel, un conținut mare în alcalii și silice exclude un conținut ridicat în Ca, Mg și Fe și prezintă un conținut mediu sau ridicat în Al. Un conținut scăzut în silice nu implică obligatoriu și o participare redusă a alcaliilor (exemplu magmele bazice alcaline). Magma bogată în Mg are și un conținut ridicat în Fe, fără însă a conține obligatoriu și mult.

Singurul oxid care nu prezintă nici o variație sistematică este H_2O . Se cunosc magme umede de compoziții de la acidă la bazică dar și magme

lipsite de apă sau *magme anhidre*, cu aceeași variație a chimismului. Valoarea maximă a conținutului în apă este în jur de 4%. Cealți componenți volatili rareori depășesc 1-2%, cu excepția CO_2 care poate ajunge la 35-40% în magmele carbonatice.

II. EVOLUȚIA MAGMELOR

În publicația bianuală "The Natural Istory of Igneous Rocks" din 1909, Harker considera că "*problema fundamentală în petrologia modernă este aceea a originii marii diversități de tipuri de roci magmatice existente*¹". După aproape un secol, această problemă ridică încă multe semne de întrebare și constituie obiectul unor vii dezbateri (Wilson, 1993).

Totalitatea proceselor prin care, plecând de la o magmă fundamentală, se ajunge la o diversitate de roci magmatice ca produse finale, constituie diferențierea sau fracționarea magmelor. În cadrul diferențierii magmatice se pot separa trei categorii:

- diferențierea lichid-cristal (*cristalizarea fracțională*);
- diferențierea lichid-lichid;
- diferențierea lichid-vapori.

II.1. Diferențierea lichid – cristal

Acest proces de diferențiere constă în separarea cristalelor în raport cu topitura sau magma reziduală. Mecanismele prin care se poate realiza această separare sunt diverse.

II.1.1. Decantarea gravitațională

În cazul magmelor bazice, mineralele care cristalizează primele (olivină, piroxeni, spinel, magnetit) au greutatea specifică mai mare decât a magmei reziduale și se vor depune la partea inferioară a camerei magmatice. În final va rezulta un corp magmatic stratificat, format din nivele mai bazice la partea inferioară (olivină ± piroxenii ± plagioclaz bazic) și mai puțin bazice la partea superioară (feldspați ± minerale mafice).

Cele mai clasice exemple de intruziuni stratificate, prin studiul cărora s-a ajuns la această ipoteză, sunt *Skaergaard* (Groenlanda), *Bushveld* (Africa de Sud) și *Stillwater* (SUA – Montana). În prezent însă, se consideră că intruziunile stratificate pot fi rezultatul a nu mai puțin de 25 de mecanisme de formare a stratificării (Naslund și McBirney, 1996). Pentru ca stratificarea să fie rezultatul decantării gravitaționale trebuie să fie îndeplinite două condiții și anume atât dimensiunea granulelor minerale cât și densitatea lor să scadă pe verticală, pentru fiecare nivel. Tipice pentru

¹ "The most fundamental problem in modern petrology (is) that of the origin of the great diversity of rock types actually found".

acest mecanism de diferențiere sunt considerate în prezent masivele gabbroice de la Imilik din estul Groenlandei și Vesturhorn din sud-estul Islandei (Naslund și McBirney, 1996).

II.1.2. Diferențierea prin flotare

În unele situații, inițial se formează minerale felsice, cu greutate specifică mai mică decât a magmei reziduale, care se vor acumula prin flotare la partea superioară a camerei magmatice. Acest mecanism poate deveni important numai în cazul unor magme cu chimism restrictiv, cum ar fi magmele intermediare și alcaline bogate în fier și volatile. Dacă magmele au un conținut redus de volatile, fiind astfel mai vâscoase, mecanismul de flotare nu este efectiv.

II.1.3. Diferențierea prin filtrare

Dacă în timpul cristalizării camera magmatică este supusă unor presiuni exterioare orientate, lichidul interstițial (magma reziduală) este stors sau filtrat, acumulându-se undeva la periferia camerei magmatice sau părăsind camera magmatică.

II.1.4. Diferențierea prin convecție

Datorită unor diferențe locale de presiune, temperatură sau densitate, în camerele magmatice pot lua naștere curenți de convecție care produc acumularea sau concentrarea fazelor minerale formate. Se consideră că prin acest mecanism s-au format șlirile de cromit în unele roci ultrabazice (dunite, peridotite), de magnetit titanifer în gabbrouri sau de ilmenit în anortozite. Este foarte posibil ca și aglomerările de plagioclaz și clinopiroxen din andezite (uneori peste 10% din volum) să se fi format tot prin acest mecanism (fig. 2).

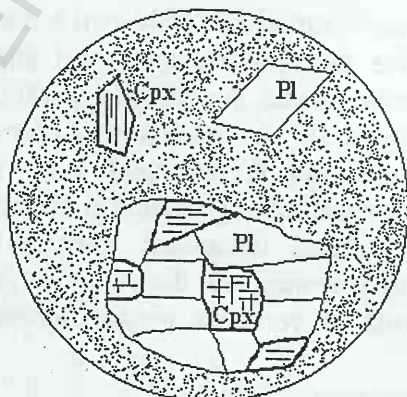


Fig. 2. Aglomerări de plagioclaz și piroxen în andezite.

II.1.5. Fraționarea convectivă sau “cristalizarea in-situ”

În camera magmatică cristalizarea începe de la pereții laterali datorită scăderii temperaturii prin disiparea energiei termice de către rocile înconjurătoare. Lichidul interstițial (magma reziduală) de compoziție L_1 din zona marginală va fi injectat convectiv în corpul principal de magmă, de compoziție L_0 (fig. 3). Prin acest mecanism, magma din zona centrală a camerei magmatice va suferi un proces de diferențiere fără ca ea să cristalizeze (amestec $L_0 + L_1$), iar cristalele formate (de la periferie spre centru) nu suferă nici un fel de deplasare. De aici și numele de “cristalizare in-situ”. Acest mecanism explică foarte bine zonalitatea unor corpuri intruzive și poate conduce la formarea unor magme reziduale de compoziție extremă, mai ales în ce privește conținutul în elemente urmă și TR.

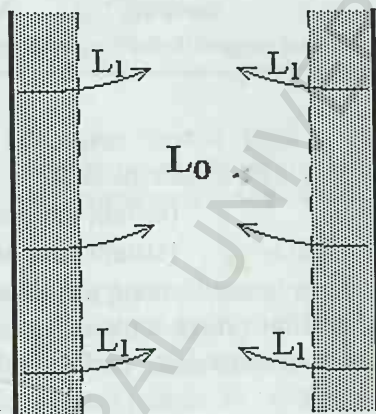


Fig. 3. Mecanismul fracționării convective; porțiunea hașurată reprezintă o mixtură de cristale și lichid rezidual L_1 .

Una din cele mai vechi controverse ale petrologiei magmatice se referă la direcția în care are loc diferențierea magmelor tholeiitice. Astăzi este acceptată ideea că în urma diferențierii va rezulta fie un lichid rezidual din ce în ce mai bogat în fier în cazul unui sistem magmatic închis, fie un lichid rezidual din ce în ce mai bogat în silice și alcalii dacă sistemul este deschis pentru O_2 . Astfel, diferențierea are loc fie după direcția **Fenner**, având loc o îmbogățire continuă în fier, fie după direcția **Bowen**, când are loc o îmbogățire în alcalii (fig. 4).

Osborn (1959) a arătat că sensul de desfășurare a diferențierii pare a fi controlat de momentul începerii fracționării (cristalizării) magnetitului care, la rîndul său, este determinat de starea de oxidare a sistemului magmatic.

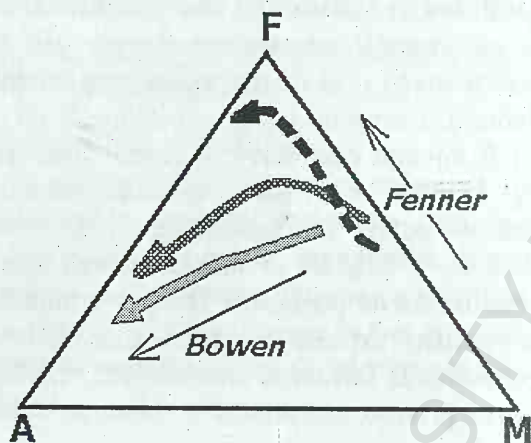
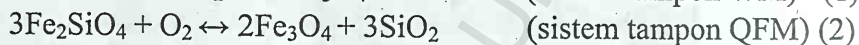


Fig. 4. Direcțiile de diferențiere a unei magme tholeiitice, în diagrama A (Na₂O + K₂O) – F (FeO + Fe₂O₃) – M (MgO) (Wilson, 1993).

Starea de oxidare a unui sistem magmatic poate fi exprimată, simplificat, prin reacții redox ale unor sisteme tampon:



Din relația de echilibru termodinamic pentru aceste reacții se poate deduce că fugacitatea oxigenului ($f\text{O}_2$), care este o măsură a gradului de oxidare a sistemului la o temperatură dată, va fi proporțională cu cantitatea de Fe^{3+} (Fe_2O_3).

În cazul cristalizării unui sistem magmatic închis, fracționarea timpurie a olivinei va determina o scădere mai accentuată a conținutului de MgO în raport cu conținutul de FeO din topitura reziduală (olivina reprezintă o soluție solidă și din acest motiv cristalele formate sunt mai bogate în MgO decât topitura reziduală, care va fi din ce în ce mai bogată în FeO). Direcția de diferențiere urmată de sistemul magmatic este direcția Fenner. În același timp, olivina înglobează o parte din ce în ce mai însemnată de FeO astfel încât în topitura reziduală are loc o creștere a conținutului de Fe_2O_3 în raport cu conținutul de FeO, adică raportul $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ crește. Aceasta va determina creșterea fugacității oxigenului, reacția (1) fiind deplasată spre dreapta, ceea ce va determina fracționarea magnetitului (sau a altor faze minerale bogate în Fe^{3+} , cum sunt spinelul, augitul, pigeonitul, etc). Din acest moment, topitura reziduală va evolua după direcția Bowen (fig 5). Momentul fracționării magnetitului este determinat de starea inițială de oxidare a magmei (sistemul luat în

considerare este închis). Cu cât starea de oxidare a magmei parentale este mai mare, cu atât fracționarea magnetitului are loc mai timpuriu (fig. 5 – punctul 1).

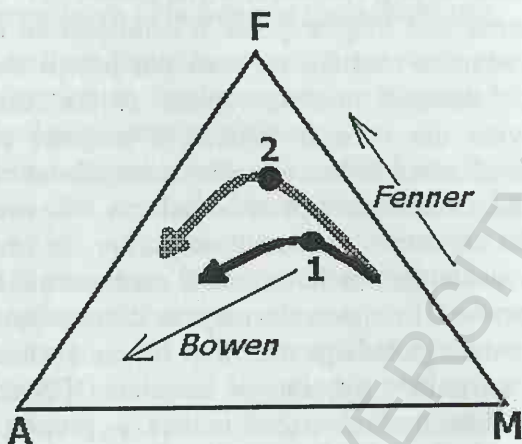


Fig. 5. Direcții de diferențiere pentru o magmă bazică considerată în sistem închis; 1, 2 – momente diferite de fracționare (cristalizare) a magnetitului, funcție de starea inițială de oxidare a magmei.

În cazul în care temperatura magmei atinge punctul peritectic corespunzător sistemului forsterit-enstatit-tridimit înainte de momentul cristalizării magnetitului, olivina va reacționa cu topitura reziduală pentru a forma piroxen. În urma acestei reacții se va elibera în topitura reziduală o anumită cantitate de FeO care va contrabalansa creșterea inițială de Fe₂O₃, iar reacția (1) va fi menținută la echilibru:



Diferențierea după direcția Bowen apare numai în cazul când magmele ajung în camere magmatice situate în apropierea suprafeței și aflate sub influența unor condiții oxidante. Există totuși rezerve și în acceptarea acestei ipoteze. În acest sens, diferențele existente între direcțiile de diferențiere ale magmelor tholeiitice în condiții plutonice și de suprafață sunt normale dacă se are în vedere faptul că seriile de roci intruzive conservă în principal extractul de cristale în timp ce în cazul celor de suprafață are loc conservarea în special a lichidului.

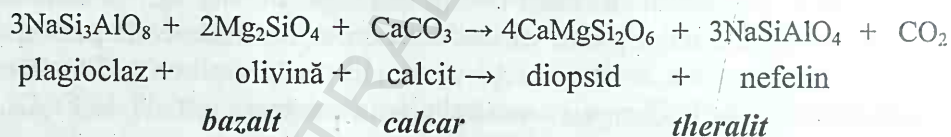
Linia de descendență a lichidului – LLD (*liquid line of descent*) reprezintă variația compoziției unei magme în timpul cristalizării, exprimată în funcție de doi sau trei componenți. Mulți autori consideră că în cazul

magmelor tholeiitice, LLD corespunde, în situații normale, direcției de diferențiere Fenner (Brooks et al., 1991; Juster et al., 1989, etc).

II.1.6. Asimilarea și cristalizarea fracțională – AFC¹

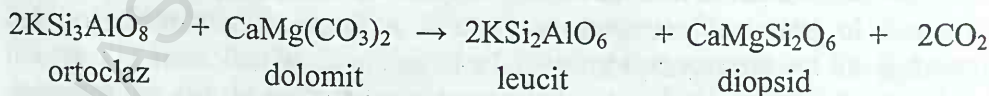
Cristalizarea unei magme poate fi simultană cu asimilarea de către aceasta a unei anumite cantități de rocă din pereții camerei magmatice. Energia termică necesară pentru topirea rocilor din pereții camerei magmatice provine din energia termică a magmei și energia termică eliberată prin cristalizare (căldura specifică a transformării lichid→solid). În prezent, cei mai mulți cercetători consideră că acest mecanism de diferențiere este important în cazul corpurilor de magmă din zonele continentale, în special în zonele cu crustă continentală subțiată. În ultimii ani s-a demonstrat că în sistemele magmatice supuse diferențierii AFC, coeficienții de partiție globală pentru Sr și Nd sunt puternic dependenți de chimismul rocilor asimilate și de rata de asimilare (Nielsen, 1989; 1990). De asemenea, asimilarea produce o schimbare a proporțiilor de minerale fracționate. De exemplu, asimilarea unui material peraluminos va conduce la creșterea cantității de plagioclaz cristalizat dintr-o magmă bazică, în timp ce un asimilant peralcalin va conduce la creșterea proporției de augit.

Prin asimilarea unor roci calcaroase de către magmele bazice, se vor forma asociații caracteristice de roci magmatice, de la bazalte la theralite:



La periferia unor intruziuni granodioritice, în urma asimilării calcarelor din pereții camerei magmatice se formează granogabbrouri² (Ocna de Fier). Unele granite trec, spre marginea masivului (spre contactul cu calcarele), în sienite și apoi în nefelinite (nefelin+ diopsid sodic) cu melanit³.

Din magmele trahitice, în urma asimilării unor dolomite, se pot forma roci leucitice:



¹ AFC – Assimilation and fractional crystallisation

² Granodiorite cu plagioclaz bazic.

³ Andradit de culoare neagră ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$).

II.2. Diferențierea lichid – lichid

Acest proces constă în separarea a două faze lichide de compoziție diferită sau amestecul acestora.

II.2.1. Diferențierea prin licuație (imiscibilitate)

Imiscibilitatea sau licuația reprezintă procesul prin care o magmă omogenă se descompune în două magme, ca răspuns la modificările de presiune, temperatură sau compoziție chimică.

S-a demonstrat experimental că există lacune de miscibilitate atât între magmele silicatice și carbonatice (Freestone și Hamilton, 1980; Kjarsgaard și Hamilton, 1988), cât și în sistemul $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ (Roedder, 1951). De asemenea, imiscibilitatea magmei silicatice și sulfurice reprezintă un exemplu clasic, prin acest mecanism fiind explicată formarea nivelelor cu sulfuri metalice din cadrul complexelor bazine și ultrabazine.

Roedder (1979) a revizuit informațiile referitoare la diferențierea prin imiscibilitate pentru o grupă largă de roci magmatice (komatiite bazine și ultrabazine slab potasice, bazalte subalcaline puternic aluminoase cu olivină, bazalte subalcaline normal și puternic feroase, nefelinite, etc) și a ajuns la concluzia că imiscibilitatea în sistemele silicatice conduce în mod obișnuit la separarea unei topituri alumosilicatică alcalină felsică și una mafică, bogată în Fe, Mg, Ca și Ti.

Asociația bazalt-riolit, fără tipuri tranziționale de roci, poate fi considerată ca fiind rezultatul unei imiscibilități silicatice însă trebuie avut în vedere faptul că lichidele imiscibile ar fi trebuit să fie în echilibru cu cristalele preexistente, adică cu asociația de minerale comune. Plecând de la această prezumție, Le Bas și Handley (1979) au demonstrat că ijolitele¹ și sovitele² din cadrul riftului est african sunt rezultatul unei imiscibilități în magma silicatică inițială. Separarea prin imiscibilitate, dintr-o magmă silicatică parentală, a două magme, una carbonatică și cealaltă nefelinică (alcalină) este acceptată fără rezerve în cazul vulcanului Oldoinyo Lengai din Africa (Peterson, 1989), unde au avut loc singurele efuziuni recente de lave carbonatice.

II.2.2. Diferențierea prin difuzie termică

Difuzia speciilor chimice în topiturile silicatice controlează cinetica celor mai multe procese magmatice, incluzând topirea parțială, cristalizarea fracțională, amestecul de magme și creșterea cristalelor. La sfârșitul

¹ Nefelin + piroxen (*foiolite*).

² Calcit ± biotit ± apatit (*carbonatite*).

secolului XIX, un tip particular de difuzie – *difuzia Soret* – a fost privit ca una dintre principalele cauze ale diferențierii magmatice. Difuzia sau efectul Soret constă în formarea, în cadrul unei soluții omogene non-convective, a unor zone cu concentrație diferită, datorită existenței unor diferențe de temperatură (fig. 6).

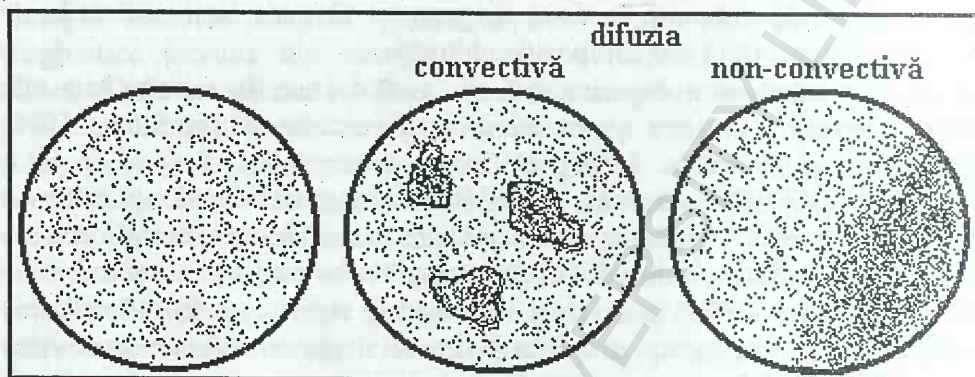


Fig. 6. Reprezentarea schematică a unei magme omogene (stânga), afectată de diferențiere prin convecție (centru) și de diferențiere prin difuzie Soret (dreapta).

Difuzia Soret poate fi exprimată matematic prin următoarea ecuație (Hess, 1989):

$(C_C - C_H)/C_0 = \sigma \Delta T$, unde:

C_C – concentrația în zona mai rece a camerei magmatice; C_H – concentrația în zona mai fierbinte; C_0 – concentrația inițială; σ - coeficientul Soret; ΔT – diferența de temperatură dintre cele două zone ale sistemului.

Variația de compoziție care va apărea în sistemul magmatic depinde de magnitudinea coeficientului Soret care, la rândul lui, poate varia în ambele sensuri și cu magnitudini diferite în funcție de diferența de temperatură și pentru fiecare component în parte. Dacă coeficientul Soret pentru un anumit component este pozitiv, acesta se va concentra în zona cu temperatură mai scăzută iar în cazul unui coeficient negativ, se va concentra în zonele mai fierbinți. Studiile experimentale au arătat că SiO_2 și Na_2O au coeficientul Soret pozitiv în timp ce Al_2O_3 , FeO , MgO și TiO_2 au un coeficient negativ. K_2O are coeficientul pozitiv iar CaO negativ, însă magnitudinea este foarte redusă ceea ce face ca acești doi oxizi să fie mai puțin afectați de difuzia termogravitațională.

Studiile experimentale (Walker și De Long, 1982) au arătat că o magmă bazaltică încălzită cu câteva sute de grade deasupra curbei liquidus

(219 ore), prin răcire diferențiată spațial (8 mm) prezintă un puternic gradient chimic. Ea devine andezitică în zona mai fierbinte și bazaltică subsaturată în silice, în zona mai rece (tab. 1).

Tabelul 1

Fracționarea unui lichid bazaltic prin efectul Soret (Walker și De Long, 1982).

Oxizi	Partea inferioară mai rece(1215 ⁰ C)	Partea superioară fierbinte (1480 ⁰ C)	Compoziția globală
SiO ₂	44,90	56,70	53,10
TiO ₂	2,81	1,78	2,08
Al ₂ O ₃	13,60	16,20	15,20
Cr ₂ O ₃	0,10	0,03	0,04
FeO	16,40	6,38	9,70
MnO	0,26	0,16	0,18
MgO	7,39	4,27	5,24
CaO	12,30	9,96	10,80
Na ₂ O	2,22	3,91	3,44
K ₂ O	0,18	0,57	0,45

Determinările experimentale mai recente ale coeficienților Soret pentru topituri silicatică cu o largă variație compozițională (Leshner, 1986; Leshner și Walker, 1988) sugerează faptul că efectele difuziei Soret sunt aproape anihilate de procesele de cristalizare, decantare gravitațională a cristalelor și convecție.

Difuzia termică prezintă importanță și în ceea ce privește fracționarea izotopilor stabili. Fracționarea izotopilor de H, S, K și Rb a fost demonstrată experimental (Lodding și Ott, 1966; Costesèque și Schott, 1976). Astfel, Lodding și Ott au obținut fracționarea izotopilor de Rb într-un lichid metalic folosind o diferență de temperatură de 100⁰-200⁰C, izotopul mai ușor concentrându-se în partea mai rece a lichidului doar în câteva zile. Din acest motiv, fracționarea stronțului prin difuzie termică, adică variația raportului ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ar putea fi posibilă în perioade mari de timp.

II.2.3. Diferențierea prin amestec de magme

În sistemele magmatice deschise, amestecul de magme constituie un important mecanism de diferențiere, contribuind la apariția diversității

geochimice și petrografice din cadrul suitelor de roci magmatice. Acest mecanism de diferențiere a fost propus prima dată de Bunsen, în 1851. Au existat și teorii extreme conform cărora toate magmele reprezintă mixturi în diverse proporții de magme bazaltice și riolitice (ex. Fenner, 1938). Diverși cercetători au demonstrat atât existența unor amestecuri incomplete de magme (Furman și Spera, 1985) cât și hibridizări în care amestecul a fost complet (Sparks și Marshall, 1986; Oldenburg et al., 1989).

Cel mai clasic exemplu de diferențiere prin amestec este cel al injecției repetate de magmă primitivă într-o cameră magmatică în care procesul de fracționare este efectiv. Dacă termenii finali ai consolidării vor fi rocile vulcanice, se ajunge ca la același centru vulcanic să fie prezente o mare diversitate de roci vulcanice. În cazul corpurilor intruzive, amestecul de magme este mult mai greu de sesizat. Astfel, în cazul unei magme inițiale de compoziție a , formată din trei componenți, cristalizarea va urma traseul $a \rightarrow b \rightarrow c$ (fig. 7).

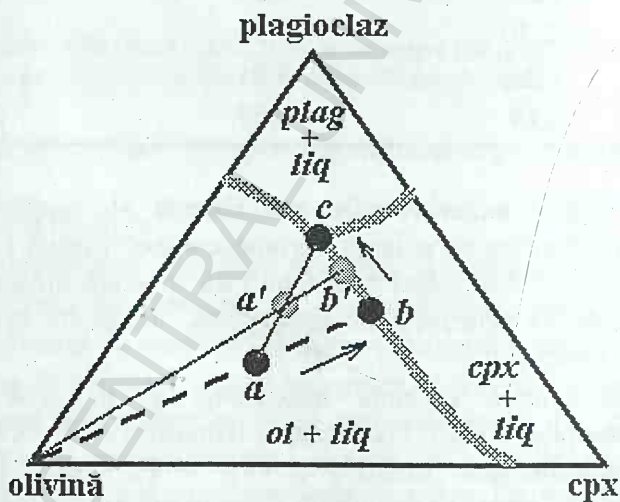


Fig. 7. Efectul injecției repetate de magmă într-o cameră magmatică de adâncime, privită în contextul unui sistem ternar simplu.

Magma reziduală va avea compoziția corespunzătoare punctului cotectic, adică c . Prin injectarea unei noi cantități de compoziție a , în urma amestecului cu magma reziduală de compoziție c va rezulta o magmă de compoziție a' . Cristalizarea acesteia va urma traseul $a' \rightarrow b' \rightarrow c$, astfel încât compoziția mineralogică finală va fi aceeași, adică plagioclaz + olivină + piroxen.

În cazul amestecului a două magme parțial cristalizate, produsele finale (rocile) pot prezenta relații mineralogice complexe care sunt determinate de faptul că în urma amestecului, echilibrul nu a fost complet restabilit în magma nou formată.

II.3. Diferențierea lichid – vapori

Magma conține cantități variabile de componenți volatili dizolvați, H_2O și CO_2 fiind cei mai abundenți. Datorită scăderii presiunii sau a creșterii concentrației în lichidul rezidual, acești componenți volatili se pot separa ca faza gazoasă independentă, sub forma unor bule de gaz. Prin consolidarea topiturii, spațiile ocupate de aceste bule de gaz se conservă sub forma unor cavități care vor imprima rocii texturi caracteristice: veziculară, spongioasă, miarolitică, amigdaloidă.

Diferențierea lichid-vapori constituie un mecanism relativ eficient în fazele finale ale diferențierii magmelor.

III. CONSOLIDAREA MAGMATICĂ

Consolidarea magmatică reprezintă procesul natural de transformare al magmelor în roci, datorită modificării temperaturii, presiunii și/sau compoziției chimice. Cel mai frecvent, scăderea temperaturii constituie principala cauză a consolidării magmatice. Prin *consolidarea lavelor* se formează cristale și/sau sticlă vulcanică. În cazul solidificării magmelor în interiorul litosferei vorbim de *cristalizarea magmelor* deoarece aceasta presupune transformarea topiturii în agregate cristaline, sticla vulcanică lipsind cu desăvârșire.

Fazele minerale care se formează depind de compoziția chimică a magmei, de natura congruentă sau incongruentă a reacției dintre cristalele formate și magma reziduală (în cazul depășirii stării de echilibru dintre acestea) și de viteza de răcire a sistemului magmatic. Numărul maxim de faze minerale care se pot forma este stabilit de *regula fazelor*:

$$P + F = C + 2$$

în care, P = numărul fazelor minerale, F = numărul gradelor de libertate (temperatura, presiunea) și C = numărul de componenți.

Magmele conțin, în general, minim 11 componenți: SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O și H_2O . Dacă cristalizarea are loc numai datorită scăderii temperaturii, atunci $F = 1$. Conform ecuației, numărul fazelor minerale care se pot forma este 12. În realitate, rocile magmatice conțin un număr mai mic de faze minerale din două motive. În primul rând, majoritatea fazelor minerale sunt multicomponente. Prin formarea unei faze minerale multicomponente sunt consumați în cantitate mare mai mulți componenți astfel încât o nouă fază minerală multicomponentă este împiedicată să se formeze. În al doilea rând, niciodată nu este transformată în solid toată topitura, rămânând acel lichid rezidual bogat în volatile (în special apă) care, de regulă, părăsește camera magmatică. În cazul lavelor, topitura reziduală se transformă în sticlă vulcanică multicomponentă.

Calitatea și cantitatea fazelor minerale formate este strict dependentă de raporturile cantitative dintre diverșii componenți ai magmelor și de tipul reacției dintre magma reziduală și fazele minerale formate. Deoarece simplele observații asupra rocilor nu au putut oferi suficiente informații asupra acestor aspecte ale cristalizării magmelor, s-a apelat la studiul cristalizării unor topituri în laborator. S-au efectuat două tipuri de studii experimentale. Inițial s-au utilizat amestecuri de substanțe artificiale (sisteme sintetice) și la presiunea atmosferică. Ulterior au fost utilizate roci.

Studiile experimentale au urmat două direcții. Pe de o parte, rocile au fost supuse topirii parțiale pentru a se obține informații privind geneza și evoluția magmelor. Pe de altă parte, s-a urmărit cristalizarea lichidului obținut prin topirea totală a rocii, însă la presiuni comparabile cu cele existente în crusta inferioară și mantaua superioară.

Pentru a obține informații privind cristalizarea, s-au utilizat sisteme cu doi sau mai mulți componenți.

III.1. Sisteme binare

Există trei categorii de sisteme cu doi componenți: sisteme cu topire congruentă, sisteme cu topire incongruentă și sisteme cu componenți intermediari. În cadrul sistemelor cu topire incongruentă, componenții pot forma soluții solide complete, soluții solide complete cu pseudoeutectic sau soluții solide parțiale.

III.1.1. Sisteme cu topire congruentă

Dacă o fază solidă (fie luată izolat, fie dintr-un amestec mecanic de doi sau mai mulți componenți) se transformă instantaneu, prin încălzită până la punctul de topire, într-un lichid de compoziție identică, atunci acea fază solidă se topește congruent.

În figura 8 este prezentată diagrama de fază a sistemului **diopsid – anortit**, la presiunea atmosferică. Sistemul diopsid – anortit ar putea fi considerat un bazalt ideal. Diagrama cuprinde trei câmpuri delimitate de curbele *liquidus* și *solidus*. În câmpul situat deasupra curbei *liquidus* (în sens termic), amestecul diopsid + anortit se găsește în stare lichidă iar în câmpul situat sub curba *solidus*, amestecul se găsește în stare solidă. Un amestec de orice compoziție aflat la o temperatură cuprinsă între *liquidus* și *solidus* se găsește ca o mixtură de cristale și lichid aflate în echilibru.

Considerăm un amestec de diopsid (**Dy**) și anortit (**An**) de compoziție **X**, aflat în stare lichidă. La temperatura t_0 , lichidul de compoziție **X** se află în echilibru cu cristale virtuale de **Dy**. La o scădere foarte mică de temperatură, de la t_0 la t_1 , apar primele cristale de **Dy**. Prin formarea progresivă a acestor cristale, lichidul se va îmbogăți permanent în **An** (din lichid fiind extras **Dy**) până va ajunge la compoziția X_1 . În acest moment, cristalele de **Dy** se află în echilibru cu lichidul rezidual de compoziție X_1 . La scăderea continuă a temperaturii, de la t_1 la t_c , va cristaliza o cantitate din ce în ce mai mare de **Dy** iar lichidul rezidual va fi din ce în ce mai bogat în **An**. La temperatura t_c , începe să cristalizeze și **An**. Punctul în care începe să cristalizeze și al doilea component (punctul de intersecție dintre *liquidus* și

solidus) se numește punct *eutectic* și este definit atât de temperatura la care lichidul este în echilibru cu ambii componenți cât și de o anumită compoziție a amestecului – *compoziția eutectică* X_e .

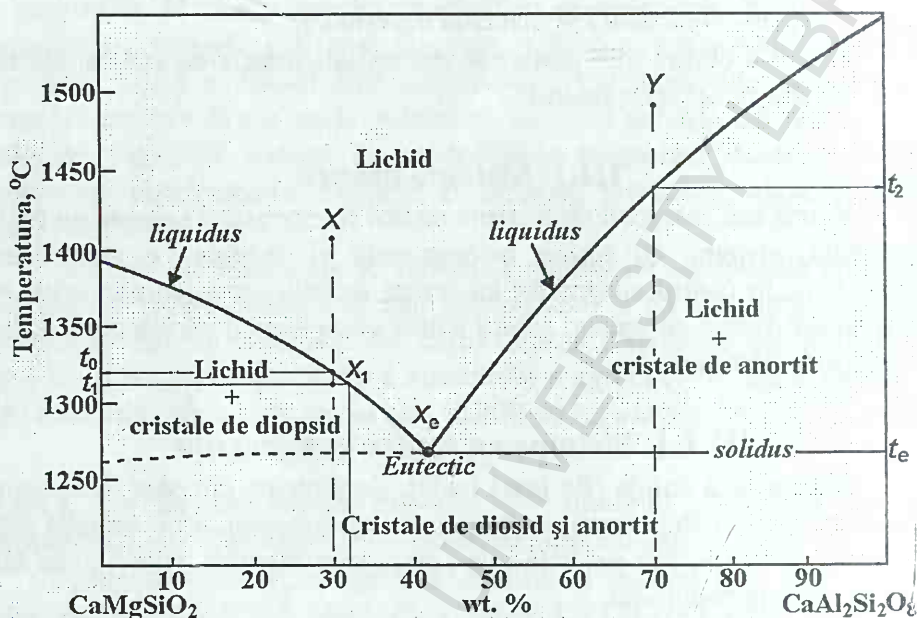


Fig. 8. Diagrama de fază a sistemului binar diopsid – anortit, la presiunea de 1 atm (din Ehlers și Blatt, 1982, după Osborn, 1942). Punctul de topire al diopsidului este 1392°C, cel al anortitului este 1553°C iar punctul eutectic este situat la 1274°C. Variația temperaturii *solidus* (linia întreruptă) este datorată faptului că diopsidul înglobează o mică cantitate de Al.

Pentru amestecul de compoziție Y, cristalizarea va începe cu An iar punctul eutectic va fi același indiferent de compoziția inițială a amestecului (este univariant dacă presiunea este constantă).

Studiul experimental al sistemelor binare cu topire congruentă a permis înțelegerea unor particularități structurale și mineralogice ale rocilor magmatice. De exemplu, la bazaltele cu structură intersertală, cristalizarea a început cu An (rețeaua de cristale prismatice de plagioclaz) și s-a desfășurat pe un interval de temperatură superior punctului eutectic. A urmat scăderea rapidă a temperaturii lavei (subrăcirea în condiții de suprafață) astfel încât în momentul trecerii prin punctul eutectic, piroxenul nu a mai avut timp să cristalizeze iar în interstițiile rețelei de plagioclaz s-a format sticla vulcanică bazică. De asemenea, rocile bazice cu structură intersertală sau intergranulară se formează prin consolidarea unor magme bogate în Al₂O₃ și CaO (adică în An), acestea fiind de fapt magme evolute.

Prezența sau absența fenocristalelor de cuarț în rocile vulcanice intermediar-acide este determinată de raporturile cantitative dintre cuarț și feldspați. Vom lua în considerare, dar într-un mod simplificat (fără a ține cont de influența celorlalți constituenți), cazul andezitelor cuarțifere. Unele conțin rare fenocristale de cuarț, altele nu. Pentru sistemul **anortit – cuarț**, la presiunea atmosferică, punctul eutectic corespunde unei compoziții de 50% **An** și 50% **Q** (Hall, 1996, după Schairer și Bowen, 1947), adică raportul **An/Q** sau **P/Q** = 1. În cazul unui plagioclaz cu 20% **An** raportul **P/Q** = 8,53 iar dacă plagioclazul conține 40% **An**, raportul este 3,82. Considerăm o topitură de andezit cuarțifer în care raportul **P/Q** = 7 (de exemplu, 63% **P** și 9% **Q**). Dacă plagioclazul este un oligoclaz mediu (**An₂₀**), cuarțul va cristaliza înaintea plagioclazului și va apare în rocă sub formă de fenocristale. În cazul în care plagioclazul este un andezin mediu (**An₄₀**), cuarțul va apare numai în mezostază. În rocile bazice cuarțifere, cuarțul apare fie în mezostază (bazalte cuarțifere), fie în interstițiile dintre plagioclaz și silicații fero-magnezieni (gabbrouri cuarțifere) deoarece conținutul în **An** este mai mare de 50%.

Modificările de presiune explică și un alt fenomen care afectează frecvent fenocristalele de cuarț din rocile vulcanice acide. În cazul manifestărilor vulcanice de tip exploziv, în momentele anterioare erupției are loc creșterea presiunii. Aceasta va determina deplasarea spre stânga a eutecticului sistemului feldspat-silice. În momentul următor erupției, presiunea scade până la $P = 1$ atm. Punctul eutectic se va deplasa spre dreapta, din **E** în **E'** (fig. 9). Fie o mixtură de cristale de cristobalit (cuarț) și lichid de compoziție **X**, aflate la temperatura t_1 (fig. 9). La scăderea presiunii de la **P** la **P'**, punctul eutectic se deplasează de la **E** la **E'**. În noile condiții, cristalele de cristobalit (cuarț) nu mai sunt în echilibru cu lichidul de compoziție **X** decât la o temperatură mai scăzută, t_2 . Prin urmare, aceste cristale încep să fie resorbite (dizolvate) de lichid. Acesta devine din ce în ce mai bogat în **SiO₂**, modificându-și compoziția de la **X** la **X'**. În acest moment se restabilește echilibrul iar resorbția încetează. La restabilirea echilibrului cristale-lichid contribuie într-o oarecare măsură și scăderea temperaturii. Cristalele de cuarț vor prezenta înrânduri sinuoase datorate resorbției (fig.10). Fenomenul de resorbție magmatică poate afecta și alte minerale ce constituie fenocristale, cum este cazul plagioclazului în unele bazalte (fig.11).

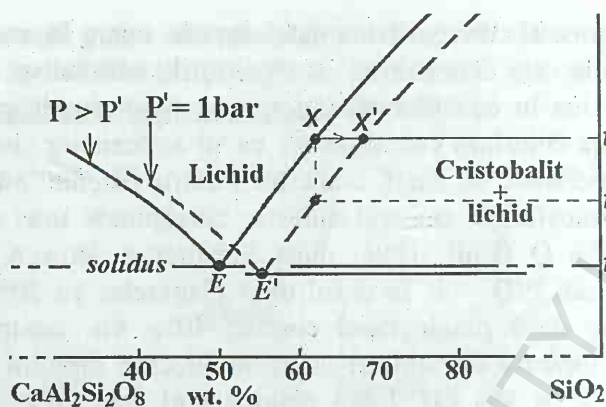


Fig. 9. Sistemul anortit – silice. Modificarea punctului eutectic în funcție de presiune.



Fig. 10. Fenocristal de cuarț din riolit, afectat de resorbția magmatică (XPL, $L = 2\text{ mm}$)



Fig. 11. Fenocristal de plagioclaz din bazalte, afectat de resorbția magmatică (XPL, L=2mm)

Un alt aspect important al amestecurilor eutectice este cel referitor la anatexia parțială a unor roci cuarțo-feldspatice (fig. 12). Topirea va începe obligatoriu la contactul dintre granulele cristaline de cuarț și feldspat. Inițial se va forma un lichid (topitură) care va avea compoziția eutectică a amestecului cuarț + feldspat (ortoclaz sau albit) sau, în cazul prezenței a doi feldspați, va avea compoziția cotectică a amestecului cuarț + ortoclaz + albit (sistem ternar). Temperaturile de topire ale cuarțului, ortoclazului și albitului precum și a amestecurilor eutectice și a celui cotectic, la o presiune a apei de 1 kbar, sunt prezentate în tabelul 2.

Unele lave bazice înglobează din pereții canalului de alimentare xenolite sau fragmente de roci sedimentare și metamorfice. Dacă xenolitele sunt de compoziție cuarțo-feldspatică (gresii cuarțoase, arenite, cuarțite, gnaise cuarțo-feldspatice etc.), atunci datorită temperaturii mai ridicate a lavei bazice decât cea eutectică (eventual cotectică) începe topirea acestora. Toată cantitatea de feldspați și o parte din cea de cuarț sunt topite (conform compoziției eutectice, respectiv cotectice), păstrându-se ca relictate doar agregate sau cristale izolate de cuarț (mai mult sau mai puțin transformat în

tridimit și/sau cristobalit). Un exemplu clasic în acest sens îl reprezintă bazaltele cu xenolite de cuarț de la Detunata (Munții Apuseni).

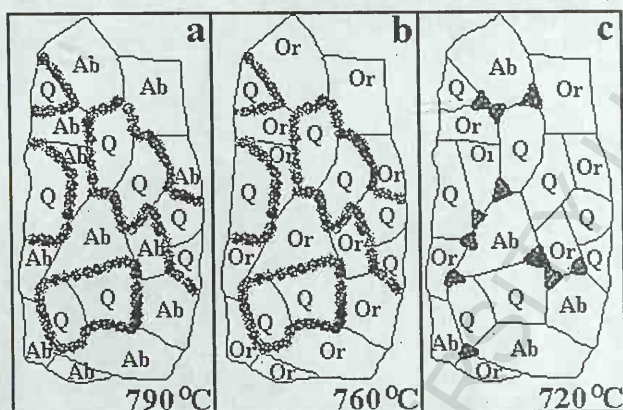


Fig. 12. Anatexia unui agregat cuarțo-feldspatic la temperatura eutectică. Pentru un amestec de trei componenți (sistem ternar), topirea începe la temperatura cotectică, în punctele de joncțiune triplă.

Tabelul 2

Temperaturile de topire ale cuarțului, ortoclazului și albitului (Tuttle, Bowen, 1958).

Cuarț		1170
Ortoclaz		990
Albit		905
Albit + ortoclaz		870
Cuarț + albit	eutectic	790
Cuarț + ortoclaz	eutectic	760
Cuarț + albit + ortoclaz	cotectic	720

În terenurile metamorfice de grad ridicat, care s-au format la temperaturi egale sau mai mari decât cea a eutecticului cuarț + feldspat, prin anatexie s-au format topituri cuarțo-feldspatice care ulterior, prin consolidare, au dat naștere la așa numitul neosom al migmatitelor (există însă și alte căi de formare ale acestuia). Compoziția mineralogică a acestui neosom va fi apropiată de compoziția eutectică.

III.1.2. Sisteme cu topire incongruentă

În cazul topirii incongruente, o fază solidă S se transformă în două faze, una lichidă L_1 și alta solidă S_1 , avînd compoziții diferite de cea a fazei solide S , însă $S = L_1 + S_1$. La temperatura de topire a fazei S , faza minerală nou formată se va topi complet iar lichidul rezultat va avea compoziția fazei S .

Soluții solide complete

Majoritatea silicaților din rocile magmatice reprezintă soluții solide între doi sau mai mulți termeni finali. Plagioclazul, întîlnit în aproape toate tipurile de roci magmatice, reprezintă o soluție solidă între albit și anortit. Diagrama de fază a sistemului $Ab - An$ este redată în figura 13.

Pentru a explica mersul cristalizării în cadrul acestui sistem, să considerăm o topitură inițială L_0 , de compoziție 50% Ab , 50% An (sau An_{50}) și aflată la temperatura T_0 .

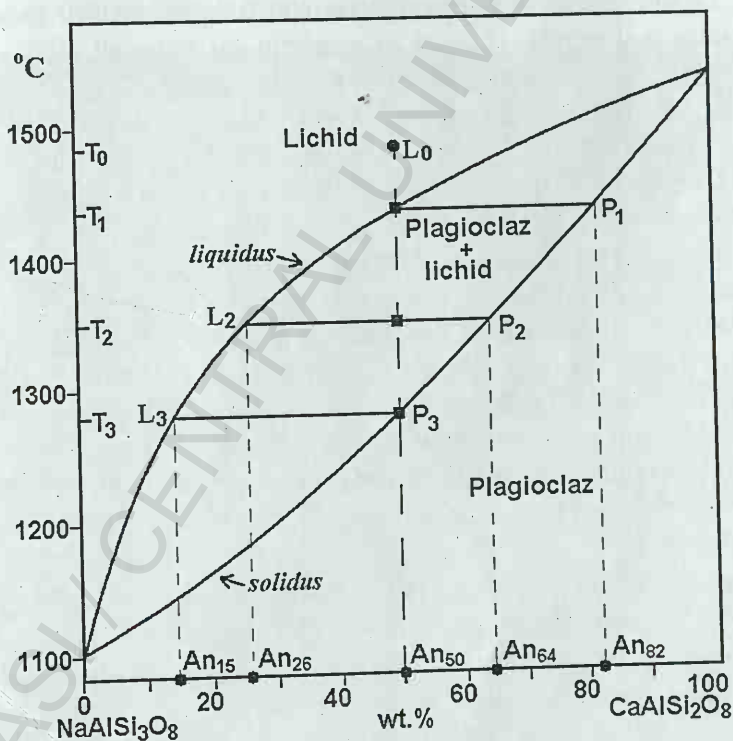


Fig. 13. Diagrama de fază a sistemului albit - anortit la presiunea de 1 atm. (din Cox et al., 1979, după Bowen, 1913).

La temperatura T_1 , lichidul se află în echilibru cu cristale virtuale de plagioclaz mult mai bogat în anortit decât lichidul inițial, adică An_{82} . La o scădere înfrimă de temperatură încep să se formeze primele cristale de plagioclaz. La scăderea continuă a temperaturii, de la T_1 la T_2 , se formează cristale de plagioclaz cu conținut din ce în ce mai scăzut de anortit și mai ridicat în albit. Compoziția acestor cristale se modifică de la An_{82} la An_{64} . Lichidul rezidual își modifică în același sens compoziția, de la An_{50} la An_{26} . De-abia la temperatura T_3 cristalele de plagioclaz vor atinge compoziția lichidului inițial (An_{50}), în timp ce lichidul rezidual va avea compoziția An_{15} .

Acest tip de sistem experimental a permis înțelegerea fenomenului de zonalitate întâlnit frecvent la plagioclaz, granați, piroxeni etc. Compoziția chimică a mineralelor care reprezintă soluții solide poate fi uniformă sau zonată, în funcție de gradientul de temperatură la care are loc răcirea magmelor. Se deosebesc astfel două situații:

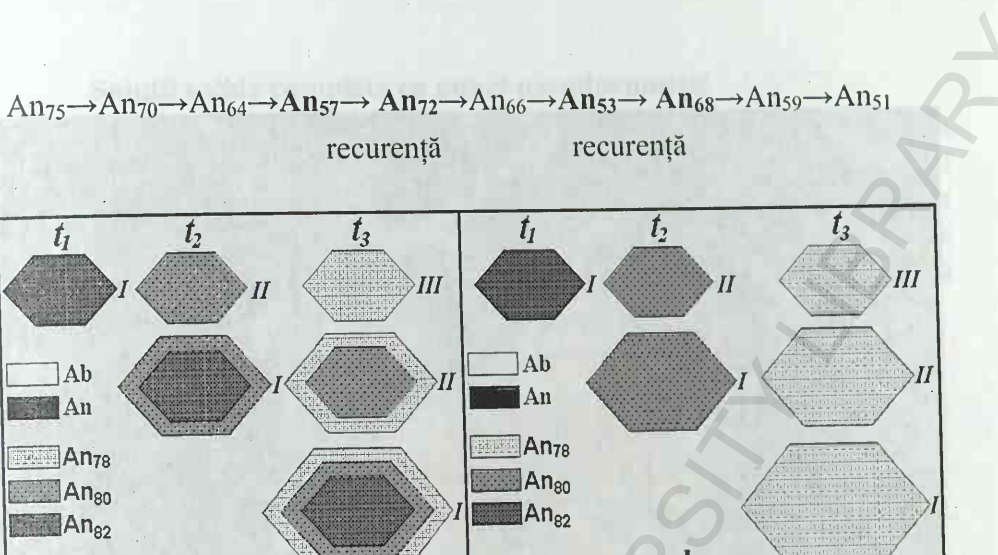
1. Gradientul de temperatură (variația temperaturii cu timpul) este ridicat (răcire mai rapidă). Luând ca exemplu tot sistemul albit – anortit, considerăm că inițial, la temperatura t_1 , se formează cristale de tip *I*, având compoziția An_{82} (fig. 14, a). La scăderea rapidă a temperaturii la t_2 , se vor forma noi cristale, de tip *II* și având compoziția An_{80} . Cristalele *I* sunt în dezechilibru cu lichidul rezidual. Datorită răcirii rapide, nu au timp suficient pentru a reacționa cu lichidul rezidual în vederea restabilirii echilibrului deoarece pe acestea se formează rapid un înveliș de supracreștere de compoziție An_{80} . Acest înveliș de supracreștere va izola nucleul inițial de compoziție An_{82} față de lichidul rezidual. La o nouă scădere de temperatură, la t_3 , se vor forma cristalele *III*, de compoziție An_{78} . Cristalele *I* și *II* vor continua să se dezvolte însă zona de supracreștere va avea compoziția An_{78} . În acest fel se formează **zonalitatea compozițională**. Aceasta afectează toate mineralele ce constituie soluții solide însă ea poate fi observată la microscopul polarizant în special la mineralele care conțin termeni cu Na și Ca. (fig. 15, 16).

Zonarea cristalelor poate fi normală, inversă sau ritmică (oscilatorie). Zonarea este normală dacă nucleul este mai bogat în termenul final cu temperatură de topire mai ridicată, adică anortit în cazul plagioclazului sau termenul magnezian la silicații fero-magnezieni. Zonarea ritmică se caracterizează prin existența uneia sau a mai multor zone de supracreștere care prezintă un salt compozițional de sens contrar cu cel normal, numit **recurență**.

Un exemplu de zonare ritmică la plagioclaz ar putea fi:

$An_{75} \rightarrow An_{70} \rightarrow An_{64} \rightarrow An_{57} \rightarrow An_{72} \rightarrow An_{66} \rightarrow An_{53} \rightarrow An_{68} \rightarrow An_{59} \rightarrow An_{51}$
 recurență recurență

The diagram illustrates two sequences of hexagonal patterns, labeled t_1, t_2, t_3 and I, II, III . The left sequence shows a progression of patterns with increasing complexity, while the right sequence shows a progression of patterns with decreasing complexity. The patterns are composed of nested hexagons with different fill patterns. A legend on the left identifies the fill patterns: Ab (white), An (black), An78 (horizontal lines), An80 (diagonal lines), and An82 (cross-hatch).



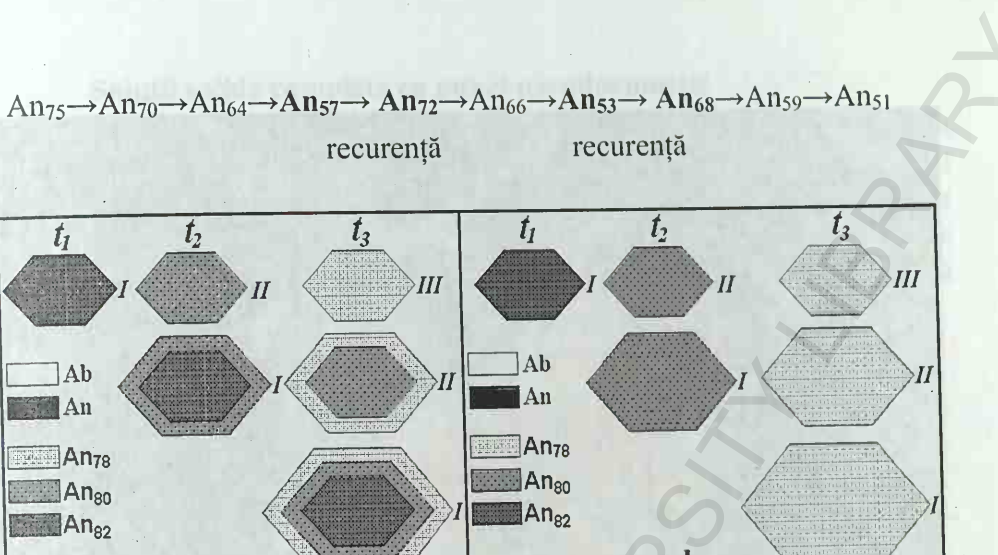
$An_{75} \rightarrow An_{70} \rightarrow An_{64} \rightarrow An_{57} \rightarrow An_{72} \rightarrow An_{66} \rightarrow An_{53} \rightarrow An_{68} \rightarrow An_{59} \rightarrow An_{51}$
 recurență recurență

The diagram illustrates the sequence of hexagonal patterns for the sequence $An_{75} \rightarrow An_{70} \rightarrow An_{64} \rightarrow An_{57} \rightarrow An_{72} \rightarrow An_{66} \rightarrow An_{53} \rightarrow An_{68} \rightarrow An_{59} \rightarrow An_{51}$. The patterns are categorized into two recurrence groups:

- Left Group (Recurrence 1):**
 - t_1 : White hexagon (Ab)
 - t_2 : Black hexagon (An)
 - t_3 : Hexagon with horizontal lines (An₇₈)
 - Below t_3 : Three hexagons labeled I, II, and III, each with a different internal pattern (An₈₀, An₈₂, and a cross-hatch pattern).
- Right Group (Recurrence 2):**
 - t_1 : White hexagon (Ab)
 - t_2 : Black hexagon (An)
 - t_3 : Hexagon with horizontal lines (An₇₈)
 - Below t_3 : Three hexagons labeled I, II, and III, each with a different internal pattern (An₈₀, An₈₂, and a cross-hatch pattern).

Legend:

- Ab: White hexagon
- An: Black hexagon
- An₇₈: Hexagon with horizontal lines
- An₈₀: Hexagon with diagonal lines
- An₈₂: Hexagon with cross-hatch pattern



$An_{75} \rightarrow An_{70} \rightarrow An_{64} \rightarrow An_{57} \rightarrow An_{72} \rightarrow An_{66} \rightarrow An_{53} \rightarrow An_{68} \rightarrow An_{59} \rightarrow An_{51}$
 recurență recurență

The diagram illustrates the sequence of hexagonal patterns for the sequence $An_{75} \rightarrow An_{70} \rightarrow An_{64} \rightarrow An_{57} \rightarrow An_{72} \rightarrow An_{66} \rightarrow An_{53} \rightarrow An_{68} \rightarrow An_{59} \rightarrow An_{51}$. The patterns are categorized into two recurrence groups:

- Left Group (Recurrence 1):**
 - t_1 : Hexagon with horizontal lines (An78).
 - t_2 : Hexagon with diagonal lines (An80).
 - t_3 : Hexagon with cross-hatch (An82).
 - Below t_3 , three hexagons are shown, labeled I, II, and III, representing a progression of patterns.
- Right Group (Recurrence 2):**
 - t_1 : Hexagon with horizontal lines (An78).
 - t_2 : Hexagon with diagonal lines (An80).
 - t_3 : Hexagon with cross-hatch (An82).
 - Below t_3 , three hexagons are shown, labeled I, II, and III, representing a progression of patterns.

Legend:

- Ab: White hexagon.
- An: Black hexagon.
- An78: Hexagon with horizontal lines.
- An80: Hexagon with diagonal lines.
- An82: Hexagon with cross-hatch.



Fig. 16. Fenocristal de egrin-diopsid din nefelinite, cu zonalitate compozițională (XPL, L=2mm).

2. Gradientul de temperatură este foarte scăzut (fig. 14, b). În acest caz, la scăderea temperaturii de la t_1 la t_2 , respectiv de la t_2 la t_3 , cristalele formate au timpul necesar pentru a reacționa cu lichidul rezidual în vederea restabilirii echilibrului cristal – lichid. În final vor rezulta cristale cu compoziție chimică uniformă, în exemplul considerat cristale de plagioclaz cu compoziția An_{78} .

În sistemele magmatice naturale, sunt frecvente situațiile în care cristalele formate timpuriu sunt separate, prin diverse mecanisme, de topitura reziduală, fenomenul fiind denumit *fracționare cristalină*. În acest sens, cristalele de plagioclaz formate timpuriu vor fi mai bogate în anortit decât cele care se vor forma din magma reziduală. Cele mai tipice exemple sunt complexe bazine stratificate.

Soluții solide complete cu punct pseudoeutectic

La unele soluții solide cum este melilitul (fig. 17), temperatura la care începe topirea nu corespunde cu temperatura de topire a termenului final mai ușor fuzibil. În cazul acestor soluții solide, temperatura minimă la care începe topirea este mai mică decât temperaturile de topire ale termenilor finali și corespunde unui amestec în anumite proporții din cei doi componenți.

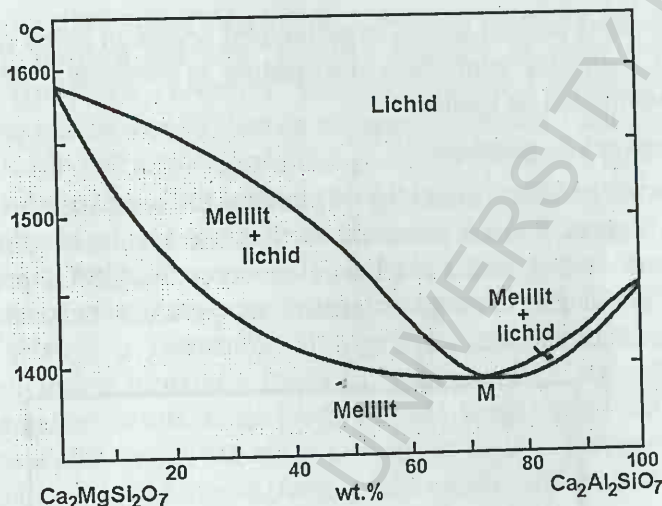


Fig. 17. Diagrama de fază a sistemului gehlenit – akermanit (din Hall, 1996, după Osborn și Schairer, 1941).

Cristalizarea unui lichid melilitic urmează două căi, în funcție de compoziția acestuia.

1. Lichidul este mai bogat în gehlenit, compoziția acestui lichid fiind situată în stânga compoziției corespunzătoare punctului M (fig. 17). Primele cristale care se formează sunt mai bogate în gehlenit decât lichidul inițial. Pe măsura cristalizării, atât cristalele nou formate cât și lichidul rezidual vor fi din ce în ce mai bogate în akermanit. Spre deosebire de cristalizarea soluțiilor solide complete, în această situație, pe măsura scăderii temperaturii are loc o apropiere a compoziției cristalelor și a lichidului rezidual. Când se ajunge în punctul M, compoziția cristalelor este identică cu a lichidului rezidual, situația fiind similară cu cea a punctului eutectic. Deosebirea constă în faptul că la aceste soluții solide, prin cristalizare la temperatura t_M se formează un singur tip de cristale (dar care reprezintă o soluție solidă), în timp ce prin cristalizare la temperatura eutectică se

formează două specii minerale distincte. Din aceste motive, punctul M este numit punct *pseudoeutectic* sau *minim intermediar*.

2. Lichidul inițial este mai bogat în akermanit, compoziția acestuia fiind situată în dreapta compoziției corespunzătoare punctului M. Primele cristale care se formează sunt mai bogate în akermanit iar lichidul rezidual se îmbogățește în gehlenit. Pe măsura scăderii temperaturii, atât compoziția cristalelor cât și a lichidului rezidual tind tot spre compoziția pseudoeutectică.

Importanța acestui sistem experimental constă în aceea că explică de ce magmele melilitice sunt puțin susceptibile la fenomenul de fracționare cristalină intermediat de melilit.

Soluții solide parțiale

Sistemul nefelin – albit (fig. 18) ilustrează foarte sugestiv relațiile de cristalizare (topire) a două minerale ce formează soluție solidă limitată. Sistemul prezintă o ușoară complicație deoarece NaAlSiO_4 prezintă două modificatii polimorfe: carnegieit pentru temperatură ridicată și nefelin pentru temperatură mai scăzută.

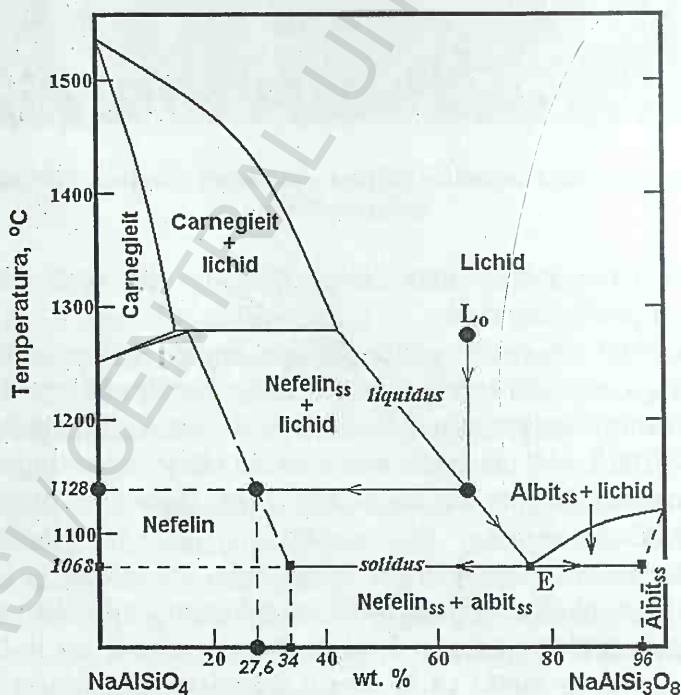
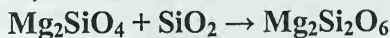


Fig. 18. Diagrama de fază a sistemului NaAlSiO_4 – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (din Hall, 1996, după Greig și Barth, 1938). Nefelin_{ss} – soluție solidă de nefelin cu maxim 34% albit. Albit_{ss} – soluție solidă de albit cu maxim 4% nefelin.

III.1.3. Sisteme binare cu componenți intermediari

Sistemele binare cu componenți intermediari au permis înțelegerea inexistenței unor parageneze primare cum sunt olivină magneziană + cuarț, leucit + cuarț și nefelin + cuarț. Aceste perechi de minerale, numite de unii autori "*perechi antipatice*", reprezintă de fapt componenții extremi ai unui sistem binar iar prin reacția lor se formează componentul intermediar:



Formarea și stabilitatea termenilor intermediari ce conțin cationi care pot prezenta mai multe stări de oxidare este dependentă și de fugacitatea oxigenului (gradul de oxidare al topiturii). În acest sens, în cazul sistemului fayalit – silice, termenul intermediar este ferrosilitul:



Ferrosilitul, la presiunea de 1 atm. nu este stabil în sistemele umede. Din acest motiv, în unele roci mai acide, olivina feroasă apare în parageneză primară cu cuarțul deoarece reacția de mai sus nu poate avea loc datorită instabilității ferrosilitului.

Sisteme binare cu componenți intermediari, cu reacție peritectică

Sistemul forsterit – silice (cristobalit, tridimit, cuarț) prezintă componentul intermediar enstatit, care se topește incongruent:



Să considerăm un lichid de compoziție X (fig. 19). La temperatura t_0 , lichidul de compoziție X se găsește în echilibru cu cristale virtuale de forsterit. La scăderea temperaturii, de la t_0 la t_1 , încep să se formeze cristale de forsterit iar lichidul rezidual se va îmbogăți permanent în SiO_2 până va atinge compoziția X_1 . Prin scăderea în continuare a temperaturii, de la t_1 la t_p , continuă să cristalizeze forsteritul iar lichidul rezidual va ajunge la compoziția X_p . În acest moment, forsteritul reacționează cu SiO_2 din lichidul rezidual de compoziție X_p (*lichid peritectic*) pentru a forma enstatit, rezultând o mixtură de forsterit și enstatit. Punctul p se numește *punct peritectic* iar reacția $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2 = \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ se numește *reacție peritectică*.

În timpul desfășurării reacției peritectice, lichidul rezidual va fi din ce în ce mai sărac în SiO_2 (consumat în reacție), compoziția acestuia urmând traseul pc. În momentul în care compoziția lichidului rezidual corespunde enstatitului (punctul c), reacția peritectică va înceta. În acest moment se află în echilibru cristale de forsterit și enstatit cu lichidul rezidual de compoziție

enstatitică. La scăderea în continuare a temperaturii, va cristaliza numai enstatitul. Compoziția finală va fi forsterit + enstatit.

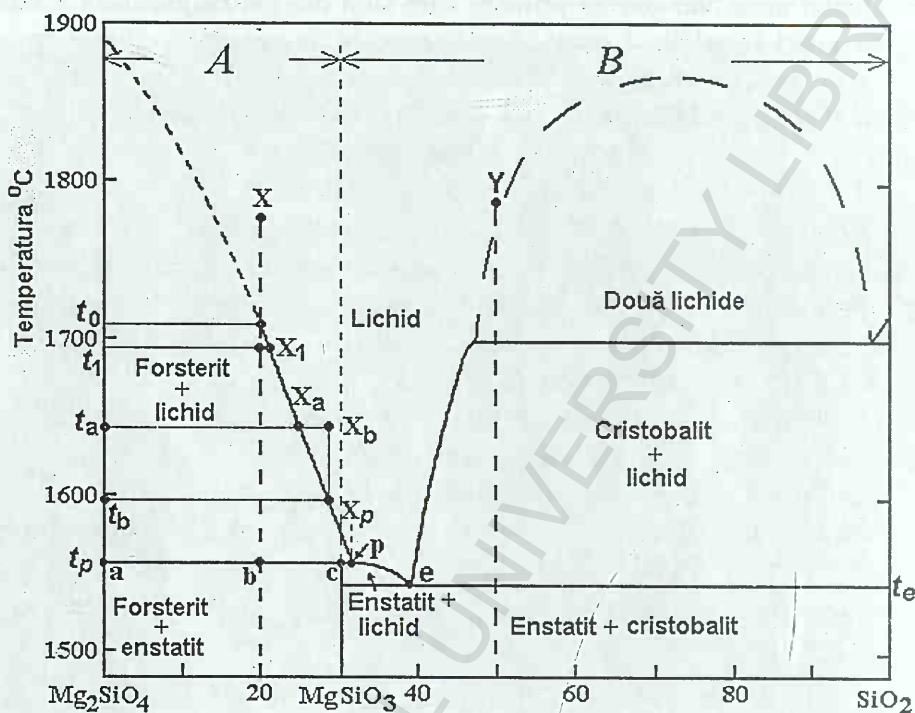


Fig. 19. Diagrama de fază a sistemului $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2$, la presiunea de 1 atm (din Ehlers și Blatt, 1982, după Bowen și Anderson, 1914 și Greig, 1927). Temperatura punctului peritectic este de $1557 \pm 2^\circ\text{C}$. A – câmpul lichidelor subsaturate și saturate în silice; B – câmpul lichidelor suprasaturate în silice.

În funcție de compoziția lichidului inițial se deosebesc 4 cazuri:

1. Lichidul inițial are o compoziție X, situată în stânga compoziției enstatitului (câmpul A). Mersul cristalizării este cel descris anterior, rezultând o mixtură de forsterit și enstatit.
2. Lichidul inițial are compoziția corespunzătoare enstatitului. Mersul cristalizării este același cu deosebirea că în timpul reacției peritectice, forsteritul va fi consumat complet. În final vom avea numai cristale de enstatit.
3. Lichidul inițial are o compoziție situată între compoziția enstatitului și compoziția peritectică X_p . Inițial cristalizează forsteritul, apoi are loc reacția peritectică prin care forsteritul este complet consumat, formându-se enstatit. Prin scăderea în continuare a temperaturii, enstatitul continuă să cristalizeze iar lichidul rezidual va fi din ce în ce mai bogat în

SiO_2 , compoziția acestuia urmând traseul **pe**. Când se atinge temperatura eutectică t_e , începe cristalizarea cristobalitului. În final va rezulta o mixtură de enstatit și cristobalit (tridimit, cuarț).

4. Lichidul inițial prezintă o compoziție situată în dreapta compoziției peritectice X_p . Cristalizarea este similară cu cea de la sistemele binare cu topire congruentă (în cazul nostru, sistemul enstatit – silice). În final rezultă o mixtură de cristale de enstatit și cristobalit.

Prin reacția peritectică **olivină + silice** $\rightarrow$ **ortopiroxen** se formează coroanele de piroxen din jurul olivinei, întâlnite în unele roci bazice și ultrabazice (*structura coronară sau troctolitică*). Coroanele de reacție peritectică nu trebuie confundate cu coroanele secundare dezvoltate în jurul cristalelor de olivină fero-magneziană și care se formează datorită creșterii conținutului de oxigen din sistemele magmatice deschise (cel mai probabil prin aditia sau disocierea apei). Prin creșterea fugacității oxigenului, are loc oxidarea ionului feros din olivină. Ionul feric, datorită razei ionice mici și a sarcinii electrice mari, este exolvit din structura olivinei. Aceasta determină o creștere relativă a raportului $\text{Si}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ din olivină, având ca efect conversia olivinei în piroxen și magnetit (sau hematit). Coroanele secundare au culoarea galben-brună, roșie-brună până la neagră și se dezvoltă atât la periferia cristalelor de olivină cât și în interior, de-a lungul fisurilor. Pentru olivina bazaltelor de la Lucareț (Banat) sunt caracteristice aceste coroane de oxidare (fig. 20).

O altă caracteristică structurală care poate fi foarte bine explicată cu ajutorul acestui sistem experimental este resorbția magmatică. Fie o magmă bazică formată dintr-o mixtură de cristale de forsterit și lichid de compoziție X_a , având temperatura t_a (fig. 19) și aflată în ascensiune spre suprafață. În timpul ascensiunii are loc asimilarea unui material silicios care va determina modificarea compoziției lichidului de la X_a la X_b . Noul lichid va fi în echilibru cu cristalele existente de forsterit doar la o temperatură mai mică, adică t_b . Prin urmare, cristalele existente de forsterit încep să se dizolve (să fie resorbite). Lichidul devine din ce în ce mai bogat în forsterit, modificându-și compoziția de la X_b la X_a . În acest moment dizolvarea încetează.

Un fenomen similar are loc și în cazul amestecului a două magme, una acidă (dominantă cantitativ) și alta bazică, parțial cristalizată. În urma amestecului, cristalele de olivină din magma bazică devin instabile și sunt supuse fenomenului de resorbție. În același timp însă, prin amestecul magmelor, temperatura magmei bazice scade, ceea ce va determina încetinirea și în final stoparea procesului de resorbție. Prin acest mecanism

se explică prezența unor cristale de olivină corodate (resorbite) în unele granitoide.



Fig. 20. Bazalte de Lucareț, constituite din plagioclaz, olivină, piroxen și sticlă vulcanică; cristalele de olivină prezintă o coroană secundară brun gălbuie (XXL, L=2mm).

Resorbția magmatică poate fi datorată și creșterii temperaturii. Magmele, în special cele bazice, bogate în Fe^{2+} și substanțe volatile combustibile (CO , CH_4 , H_2 etc.), vor suferi, în imediata apropiere a suprafeței, o creștere de temperatură datorită proceselor de ardere a volatilelor combustibile și de oxidare ($\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$). Fie o magmă bazică formată dintr-o mixtură de cristale de forsterit și lichid de compoziție Xb, având temperatura t_b (fig. 19). Prin creșterea temperaturii, de la t_b la t_a , cristalele de forsterit existente nu mai sunt în echilibru cu lichidul Xb și încep să se dizolve. Lichidul devine din ce în ce mai bogat în forsterit, modificându-și compoziția de la Xb la Xa. În acest moment dizolvarea încetează.

Resorbția magmatică, caracteristică rocilor vulcanice, afectează fenocristale de diverse specii minerale: cuarț (fig. 10), feldspați (fig. 11),

piroxeni, amfiboli, olivină. Practic este extrem de dificil să se determine cauza resorbției, adică modificarea de presiune, temperatură sau asimilarea. Aproape sigur, resorbția magmatică este un efect conjugat, fiecare dintre aceste cauze avînd o importanță mai mare sau mai mică. De exemplu, asimilarea nu poate constitui o cauză reală în cazul rocilor vulcanice acide în timp ce modificarea de presiune nu poate reprezenta cauza principală în cazul rocilor vulcanice bazice.

Pentru sistemul leucit-silice (fig. 21), componentul intermediar este feldspatul potasic iar reacția peritectică este:

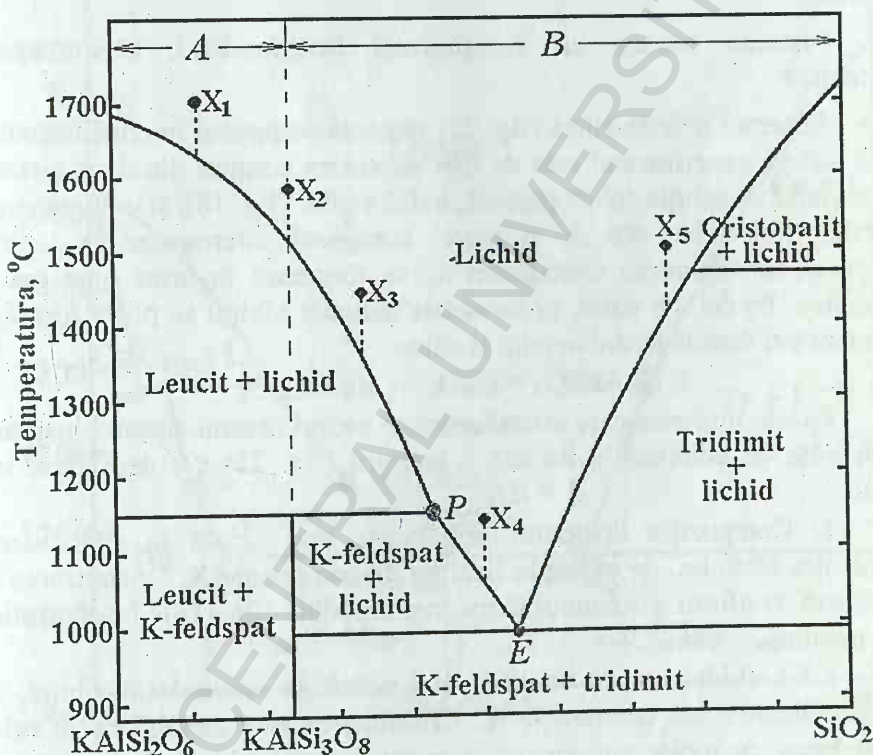


Fig. 21. Diagrama de fază a sistemului leucit – silice la presiunea de 1 atm (din Ehlers și Blatt, 1982; după Schairer și Bowen, 1948). Punctul de topire al leucitului este $1686 \pm 5^\circ\text{C}$ iar temperatura punctului peritectic este de $1150 \pm 20^\circ\text{C}$.

Mersul cristalizării pentru acest sistem este similar cu cel de la sistemul forsterit – silice, separându-se cele 4 cazuri:

1. Prin cristalizarea lichidului de compoziție X_1 va rezulta o mixtură de cristale de leucit și feldspat potasic.

2. Dacă lichidul are compoziția corespunzătoare feldspatului potasic, adică X_2 , prin cristalizare se va forma inițial leucit. Acesta va fi consumat în totalitate prin reacție peritectică, în final rezultând doar feldspat potasic.

3. Din lichidul de compoziție X_3 va cristaliza leucit, urmează reacția peritectică cu consumarea leucitului, se continuă cu cristalizarea feldspatului potasic și în final (punctul eutectic) are loc cristalizarea simultană a feldspatului potasic și a tridimitului.

4. Prin cristalizarea lichidelor de compoziție X_4 și X_5 se vor forma cristale de feldspat potasic și tridimit (similar cu cristalizarea în sistemele eutectice).

Sisteme binare cu componenți intermediari, fără reacție peritectică

Sistemul nefelin-silice (fig. 22) prezintă compusul intermediar albit. Acest sistem experimental este de fapt un sistem compus din două sisteme binare, unul cu soluție solidă parțială, nefelin-albit (fig. 18), și unul cu punct eutectic, albit-silice. Pe de o parte, compusul intermediar se topește congruent iar în timpul cristalizării nu se formează în urma unei reacții peritectice. Pe de altă parte, în sistemele naturale albitul se poate forma în urma reacției directe dintre nefelin și silice:



Fazele minerale care cristalizează în cadrul acestui sistem binar sunt dependente de compoziția inițială a topiturii (fig. 22). Se deosebesc trei situații:

1. Compoziția lichidului inițial este mai săracă în silice decât compoziția albitului, de exemplu lichidul de compoziție X. Cristalizarea se desfășoară conform sistemului binar nefelin-albit (fig. 18), fazele solide fiind nefelin_{ss} + albit_{ss}.

2. Lichidul are un conținut mai ridicat în silice decât albitul, de exemplu lichidul de compoziție Y. Cristalizarea este aceeași ca în orice sistem binar cu topire congruentă și punct eutectic (de exemplu sistemul diopsid-anortit din fig. 8), produsele finale fiind albit + cristobalit ($\rightarrow$ tridimit $\rightarrow$ β -cuarț $\rightarrow$ α -cuarț).

3. Lichidul inițial are compoziția albitului. În acest caz, prin cristalizare se formează numai albit.

Sistemele binare forsterit-silice, leucit-silice și nefelin-silice oferă o excelentă ilustrare a conceptului de **saturare în silice** (*silica-saturated*) utilizat pentru definirea rocilor (dar și a mineralelor). Se deosebesc trei categorii:

1. Rocile ultrabazice și alcaline, formate în principal din olivină și/sau feldspatoizi ± cantități subordonate de piroxeni și/sau feldspați, sunt roci subsaturate în silice (*silica-undersaturated*).

2. Rocile bazice și intermediare, formate din piroxeni și/sau feldspați ± cantități minore de olivină și/sau feldspatoizi sau cuarț, sunt roci saturate în silice.

3. Rocile acide, formate din cuarț și feldspați, sunt roci suprasaturate în silice (*silica-oversaturated*).

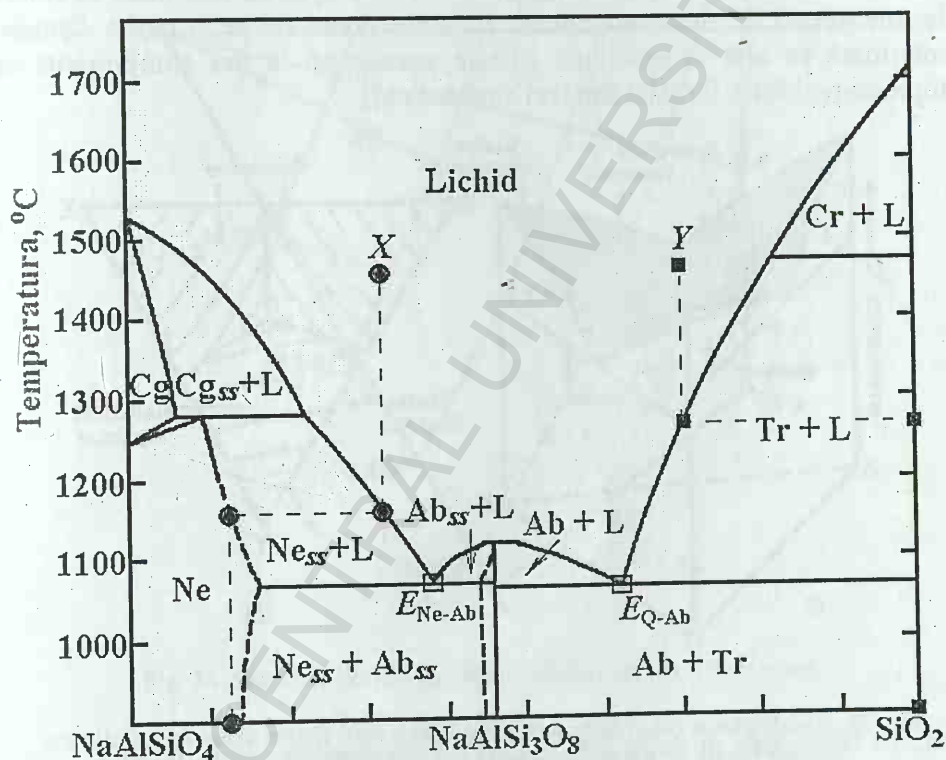


Fig. 22. Diagrama de fază a sistemului NaAlSiO₄ - SiO₂ (Tuttle, Bowen, 1958). Ne_{ss} - nefelin, soluție solidă cu maxim 34% albit; Ab_{ss} - albit, soluție solidă cu maxim 4% nefelin; Ab - albit; Tr - tridimit; Cr - cristobalit; Cg_{ss} - carnegieit, soluție solidă.

III.2. Sisteme ternare

Blocdiagrama de fază a unui sistem ternar se obține prin combinarea a trei diagrame binare. Fiecare diagramă binară constituie fața laterală a unei prisme drepte cu baza un triunghi echilateral (fig. 23, a). Prin

interpolarea curbelor *liquidus* și *solidus* se obțin suprafețele *liquidus* și *solidus*. **Diagrama de fază** se obține prin proiecția în plan orizontal a suprafețelor *liquidus* (fig. 23, b). Punctele de egală temperatură de pe suprafețele *liquidus* formează izotermele. Pentru o anumită compoziție, temperaturile superioare temperaturii *liquidus* pentru acea compoziție sunt situate pe o dreaptă perpendiculară pe planul triunghiului. În orice diagramă ternară apar două tipuri de curbe *liquidus*: exterioare și interioare (fig. 23, b). Curbele *liquidus* exterioare se referă doar la amestecuri de doi componenți (XY, XZ și YZ) iar proiecția acestor curbe în planul diagramei constituie de fapt laturile triunghiului. Curbele *liquidus* interioare se referă la amestecuri de trei componenți. În orice punct de pe o curbă *liquidus* interioară se află în echilibru cristale aparținând la doi componenți cu topitura reziduală formată din trei componenți.

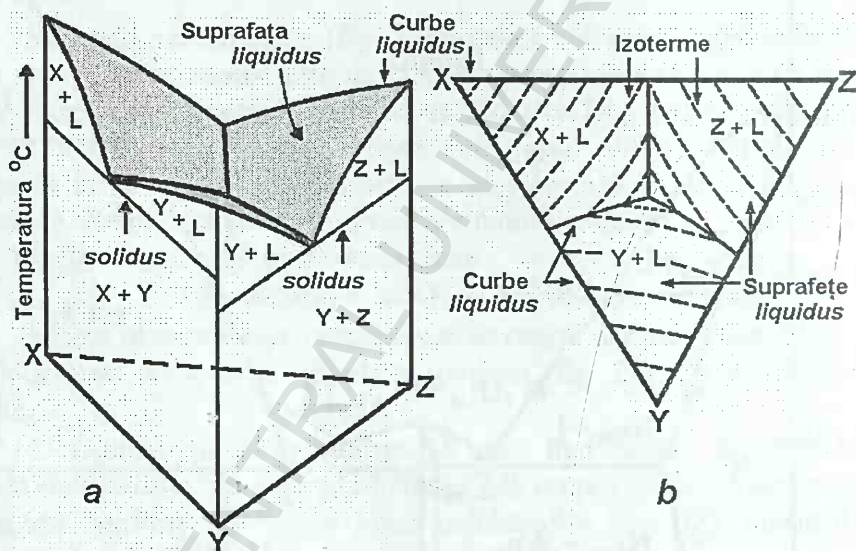


Fig. 23. Blocdiagrama (a) și diagrama de fază (b) a unui sistem ternar format din trei sisteme binare cu topire congruentă XY, XZ și YZ (Cox et al., 1979).

Orice punct de pe suprafața unei diagrame ternare corespunde atât unei compoziții cât și temperaturii *liquidus* corespunzătoare compoziției respective.

Pentru a arăta desfășurarea cristalizării unei topituri de trei componenți, să considerăm o topitură formată din 75% X, 17% Y și 8% Z, la 1200° C. Scara temperaturilor superioare temperaturii *liquidus* pentru compoziția dată este perpendiculară pe planul triunghiului și intersectează suprafața *liquidus* în punctul a (fig. 24). Acest punct se obține proiectând

compoziția topiturii în diagrama ternară XYZ. Totodată punctului a îi corespunde, de pe suprafața liquidus, temperatura de 1100°C . În momentul în care topitura va atinge această temperatură, încep să se formeze primele cristale de component X. Pe măsură ce cristalizează componentul X, topitura reziduală se va îmbogăți în componenții Y și Z, însă raportul Y:Z rămâne constant deoarece nici unul din acești doi componenți nu cristalizează. Prin urmare, modificarea compoziției topiturii reziduale are loc după o direcție (linie) de raport constant. Această direcție, ab, se obține prin unirea punctului a cu vârful X (vezi și fig. 23, b).

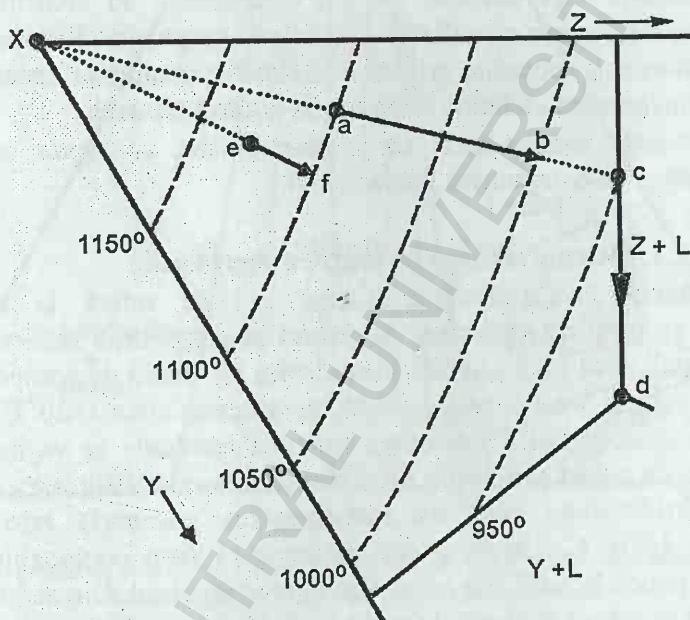


Fig. 24. Sensul de desfășurare al cristalizării într-un sistem ternar.

Cristalizarea componentului X continuă până în momentul în care compoziția topiturii reziduale atinge punctul c situat pe curba *liquidus* (a nu se confunda cu suprafața *liquidus*, vezi figura 23). Din acest moment începe să cristalizeze și componentul Z (chiar dacă topitura reziduală conține mai puțin component Z decât Y). Modificarea compoziției topiturii reziduale urmează direcția cd. Din momentul atingerii compoziției d, începe să cristalizeze și componentul Y. Punctul d se numește *punct cotectic*. Compoziția corespunzătoare punctului d se numește *compoziție cotectică*.

Alura curbilor *liquidus* interioare este dependentă de viteza de creștere a cristalelor celor doi componenți. Teoretic vorbind, la viteze de

cristalizare egale, cantitatea de lichid transformată în solid pentru fiecare din cei doi componenți este egală. Prin urmare, topitura reziduală va sărăci în cei doi componenți în mod identic iar proiecția în planul diagramei a curbei *liquidus* va fi o linie de raport constant care, prin prelungire, ar trebui să intersecteze vârful opus. În exemplul anterior, proiecția curbei *liquidus* care conține punctele *c* și *d* ar reprezenta o dreaptă care, prin prelungire ar trece prin vârful *Y* numai dacă vitezele de cristalizare pentru *X* și *Z* ar fi egale. În realitate, vitezele de cristalizare nu sunt egale în timpul răcirii iar curbele *liquidus* interioare au o alură sinuoasă.

Sistemele experimentale cu trei componenți au constituit un pas important în înțelegerea cristalizării și evoluției magmelor. Sistemele ternare au oferit informații deosebite privind cristalizarea magmalor deoarece există multe roci magmatice alcătuite în principal din trei minerale.

Sistemele ternare sunt, ca și cele binare, cu topire congruentă, incongruentă și cu componenți intermediari.

III.2.1. Sisteme ternare cu topire congruentă

Sistemul fayalit-albit-silice (fig. 25) se referă la compoziții restrictive, cu o reflectare extrem de redusă în compoziția rocilor. Pentru a explica cristalizarea unei topituri, considerăm un lichid de compoziție „a”, format din cei trei componenți. La o temperatură de circa 1520°C începe să cristalizeze cristobalitul. Compoziția topiturii reziduale se va modifica în lungul liniei de raport constant – *ab*. Fraționarea cristobalitului este urmată de cea a tridimitului (inclusiv transformarea polimorfă cristobalit → tridimit) la 1470°C . La atingerea temperaturii (sau compoziției) corespunzătoare punctului „b” începe să se separe și fayalitul. Din acest moment, din topitură se separă tridimit și fayalit iar topitura reziduală se îmbogățește în albit. La atingerea temperaturii corespunzătoare punctului *E* începe și fraționarea albitului. Punctul *E* este *punctul cotectic* sau, pentru acest tip de sistem ternar, *punct eutectic triplu*.

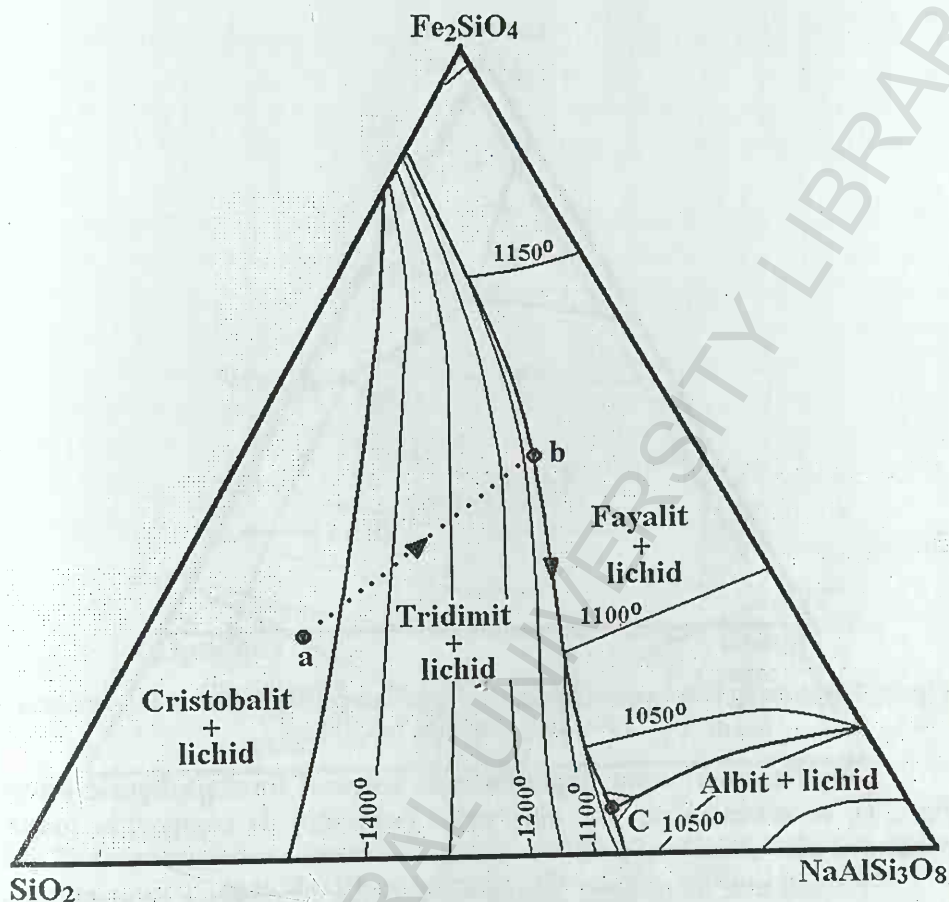


Fig. 25. Diagrama de fază a sistemului Fe_2SiO_4 - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - SiO_2 la presiunea de 1 atm. (din Hall, 1996, după Bowen și Schairer, 1938).

Sistemul anortit-diopsid-forsterit (fig. 26) poate fi considerat un bazalt olivinic ideal. Acest sistem prezintă o anomalie, în sensul că prin răcirea topiturii poate apărea (în funcție de compoziția topiturii) și un al patrulea component și anume spinelul - MgAl_2O_4 . Compoziția acestui mineral nu se poate obține prin simplul amestec al celor trei componente deoarece nu conține CaO . Din acest motiv, sistemul anortit-diopsid-forsterit este un sistem pseudo-ternar. Importanța lui derivă din faptul că explică posibilitatea cristalizării spinelului din magmele bazice aluminos care, de regulă, sunt considerate magme contaminate.

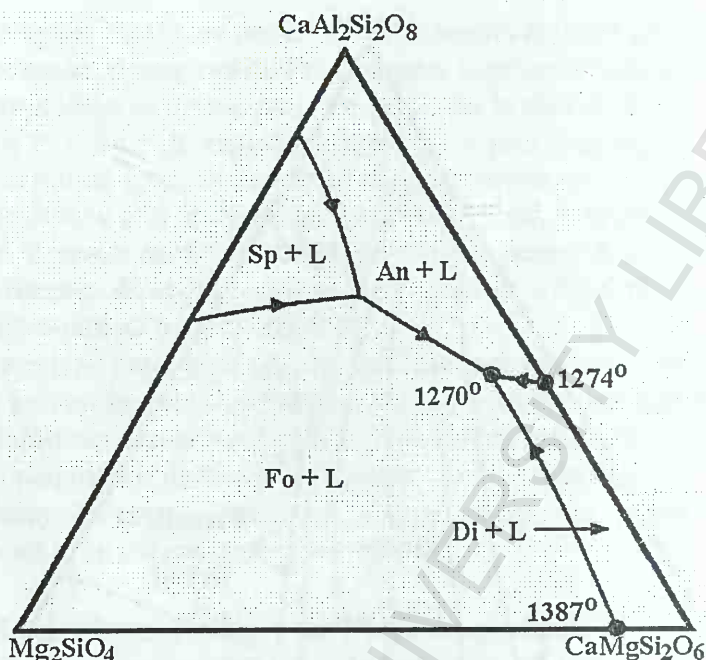


Fig. 26. Diagrama de fază a sistemului anortit-forsterit-diopsid la presiunea de 1 atm. (din Hall, 1996, după Osborn și Tait, 1952.).

Un alt sistem ternar important este sistemul forsterit-diopsid-pirop (fig. 27), deoarece există roci ultrabazice (wehrlite) de compoziție foarte asemănătoare.

Piropul este un mineral caracteristic rocilor ultrabazice ce alcătuiesc mantaua și se formează numai la presiuni ridicate (la presiuni scăzute se formează spinelul). Din acest motiv sistemul ternar forsterit-diopsid-pirop a fost studiat la o presiune de 40 kbar. Cristalizarea se desfășoară ca și la sistemele ternare prezentate anterior. Din diagrama de fază se poate constata că dintr-o topitură de compoziție X cristalizează inițial forsteritul, apoi granatul și în final diopsidul. Compoziția topiturii reziduale urmează traseul $X \rightarrow b \rightarrow C$.

III.2.2. Sisteme ternare cu topire incongruentă

Diagramele de fază ale sistemelor ternare cu topire incongruentă se complică datorită existenței soluțiilor solide și/sau a compuşilor intermediari. În plus, unele sisteme ternare reprezintă de fapt secțiuni ale unor sisteme cuaternare și prezintă suprafețe *liquidus* pentru componenți a căror compoziție nu poate fi redată printr-un amestec al celor trei componenți ai sistemului ternar.

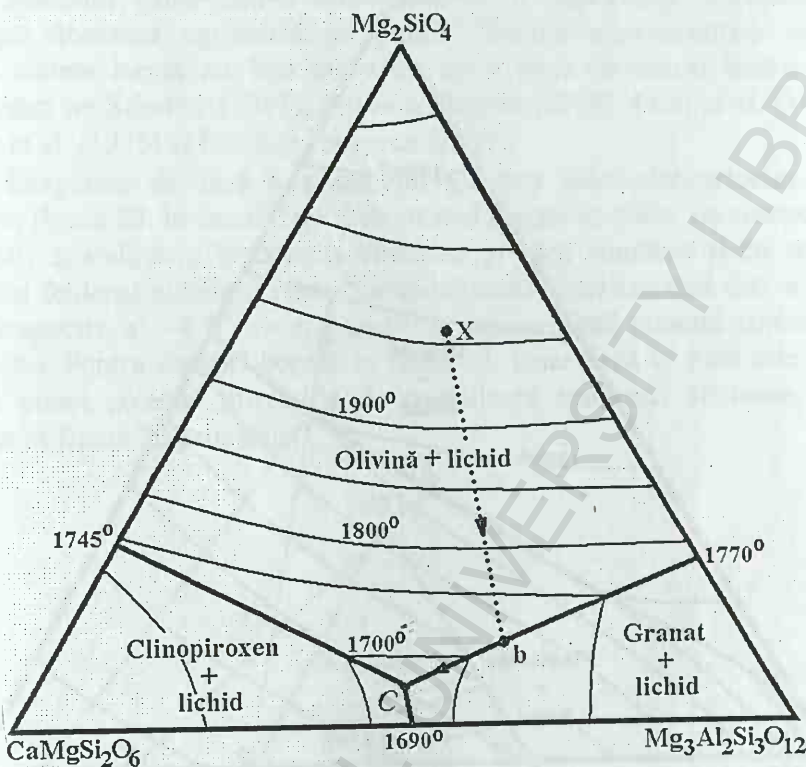


Fig. 27. Diagrama de fază a sistemului $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ la presiunea de 40 kbar (Davis și Schairer, 1965; Yoder, 1976).

Sisteme ternare cu soluții solide

În cadrul unui sistem ternar XYZ, doi dintre componenți, de exemplu X și Y, formează o soluție solidă XY_{ss} iar prin cristalizare se vor forma doar doi componenți: componentul pur Z și soluția solidă XY_{ss} . Atât întocmirea cât și citirea precisă a diagramelor de fază ale acestui tip de sistem ternar necesită o importantă cantitate de date experimentale privind compoziția componentului XY_{ss} . Deși există numeroase sisteme ternare cu soluții solide, trei au constituit obiectul unor studii experimentale mai detaliate datorită importanței lor geologice. Acestea sunt diopsid-albit-anortit, cuarț-albit-ortoclaz și anortit-albit-ortoclaz.

Sistemul diopsid-albit-anortit (fig. 28) poate fi considerat un bazalt, fiind mult mai apropiat de realitate decât sistemul binar diopsid-anortit (fig. 8).

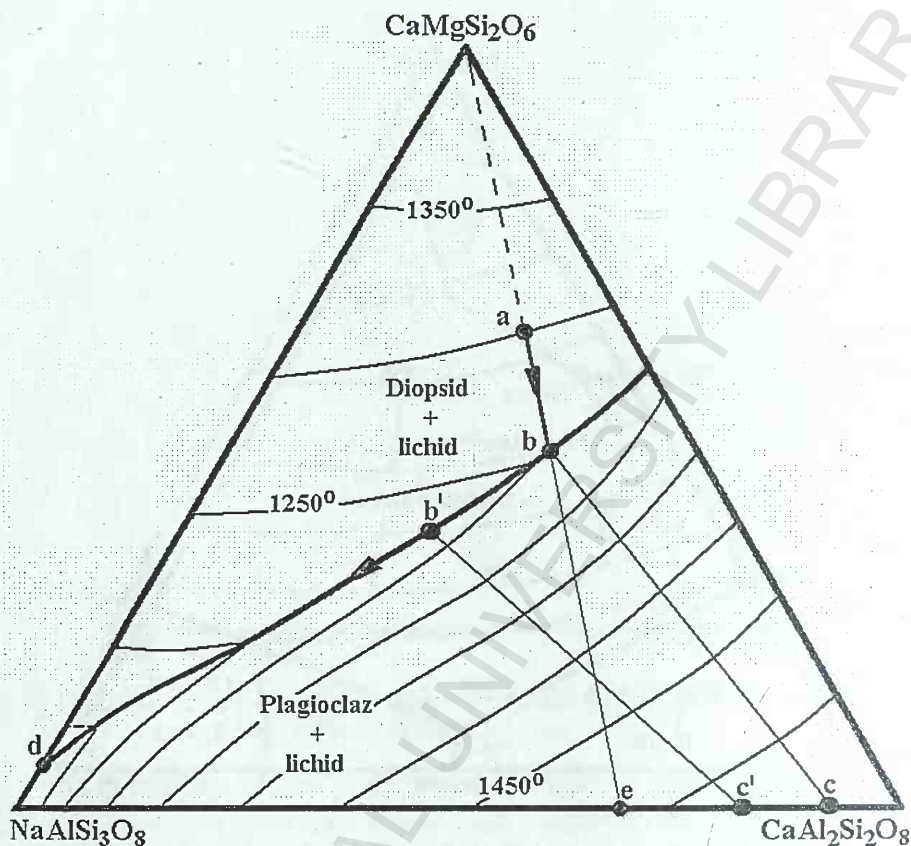


Fig. 28. Diagrama de fază a sistemului diopsid-albit-anortit, la presiunea de 1 bar (din Ehlers și Blatt, 1982, după Bowen, 1915).

Considerăm un lichid de compoziție *a*. La 1300°C începe cristalizarea diopsidului iar compoziția lichidului rezidual se va modifica după direcția *ab* (linie de egal conținut în albit și anortit). Când lichidul rezidual atinge compoziția *b*, acesta este format din diopsid și plagioclaz de compoziție *e*. Din acest moment începe și cristalizarea plagioclazului. Cristalele de plagioclaz care se formează nu au compoziția *e*, ele vor fi mai bogate în anortit decât lichidul (vezi fig. 7), având compoziția *c*. La scăderea temperaturii vor continua să cristalizeze diopsidul și plagioclazul însă acesta din urmă va avea o compoziție din ce în ce mai săracă în anortit, urmând traseul *cc'*. În același timp, lichidul rezidual își va modifica compoziția în lungul curbei *liquidus* (*bb'*), fiind din ce în ce mai sărac în diopsid și plagioclaz dar acesta din urmă va deveni din ce în ce mai bogat în albit.

Sistemul silice-albit-ortoclaz prezintă o importanță petrogenetică deosebită deoarece reprezintă un granit. Studiile experimentale asupra acestui sistem ternar au fost efectuate de o serie de autori dintre care menționăm pe Schairer (1957), Tuttle și Bowen (1958), Luth et al. (1964), Steiner et al. (1975) și Ebadi și Johannes (1991).

Diagrama de fază a sistemului anhidru silice-albit-ortoclaz este redată în figura 29. În cazul unor topituri mai bogate în silice, de compoziție a sau a' , cristalizarea începe cu tridimitul și apoi continuă și cu soluția solidă de feldspat alcalin. Traseul compozițional al cristalizării este $a \rightarrow b \rightarrow c$, respectiv $a' \rightarrow b' \rightarrow c$, punctul c reprezentând punctul cotectic al sistemului. Pentru topituri bogate în feldspați, chiar dacă în final este atins același punct cotectic, direcțiile de cristalizare sunt mai sinuoase, fiind indicate în figura 30 prin săgeți.

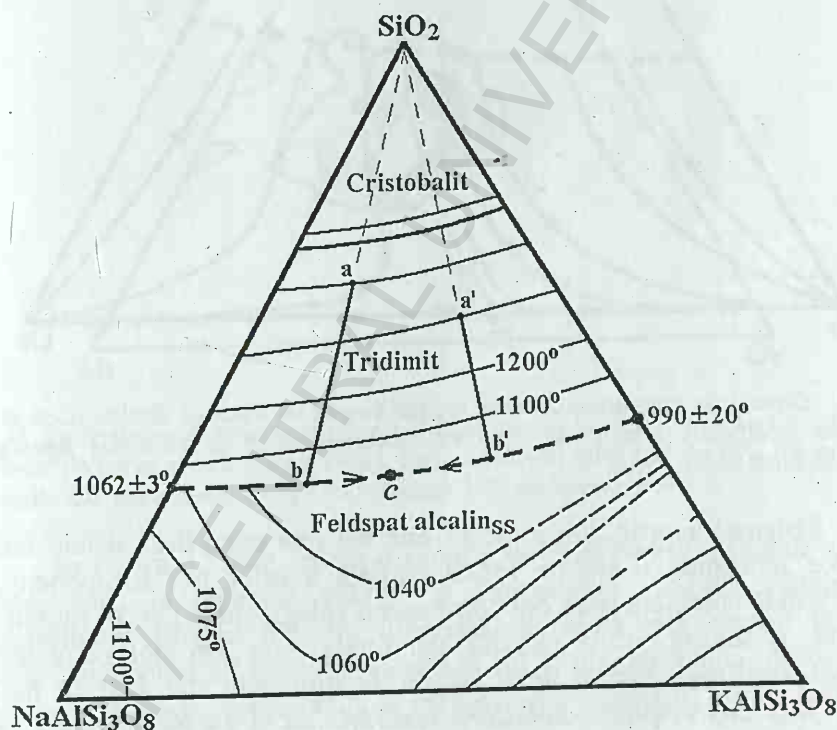


Fig. 29. Diagrama de fază a sistemului anhidru silice-albit-ortoclaz (Schairer, 1957).
Feldspat alcalin_{ss} – soluție solidă de feldspat sodic și potasic.

Importanța studiilor experimentale asupra sistemului ternar silice-albit-ortoclaz ($-H_2O$) a fost deosebită deoarece a permis înțelegerea genezei granitelor (care reprezenta până la sfârșitul anilor '60 ai secolului XX așa

numita “*problemă a granitelor*”). Tuttle și Bowen (1958), utilizând analiza chimică ale unor granite din diverse regiuni ale lumii, au proiectat conținutul normativ de $Q + Ab + Or$ în diagrama de fază a sistemului silice-albit-ortoclaz (la presiune moderată a apei). Au constatat că rocile cu un conținut normativ de peste 80% $Q + Ab + Or$ se proiectează într-un câmp situat în jurul compoziției cotectice. Câțiva ani mai târziu, Winkler și von Platen (1961) au utilizat în același scop 1190 de compoziții normative ale unor granite, obținând rezultate similare (fig. 31). După publicarea acestor rezultate, ipoteza granitizării (formarea granitelor prin procese metasomatice) a fost abandonată la modul general.

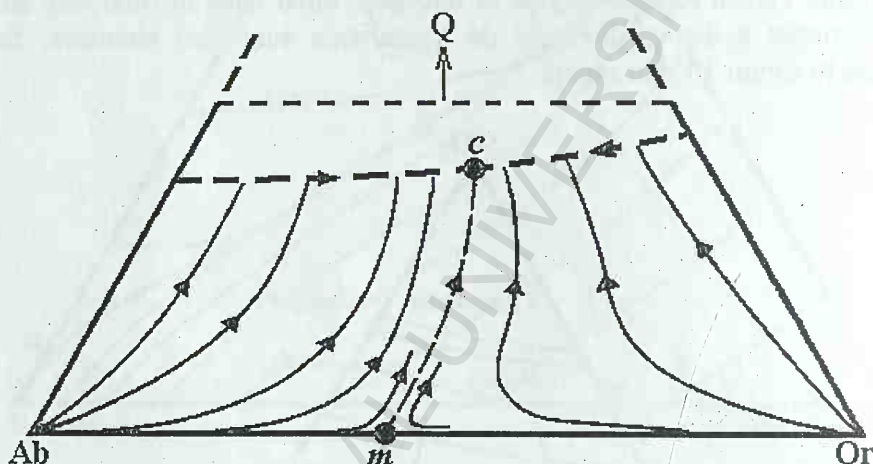


Fig. 30. Direcții de cristalizare ale unor topituri bogate în feldspați alcalini (Cox et al., 1979; cu modificări). Punctul *m* reprezintă minimumul termic de pe curba *liquidus* a sistemului binar albit-ortoclaz.

Sistemul anortit-albit-ortoclaz este cel mai complicat sistem ternar deoarece reprezintă o soluție solidă parțială a celor trei componente, o soluție solidă completă între doi componente (plagioclaz_{ss}) și, în funcție de presiune, o soluție solidă parțială sau totală între alți doi componente (feldspat alcalin_{ss}). Pentru acest sistem se utilizează trei noțiuni noi și anume: *faze coprecipitate*, *echilibru resorbțional* și *curbă de separare a două subcâmpuri*. Fazele coprecipitate reprezintă două faze care pot cristaliza simultan și se află în echilibru cu lichidul rezidual. În cazul nostru, cele două faze coprecipitate sunt plagioclazul și feldspatul potasic (soluție solidă). Echilibrul resorbțional definește o secvență din partea finală a cristalizării când se trece de la cristalizarea celor două faze coprecipitate la cristalizarea unei singure faze, cealaltă nemaifiind în echilibru cu lichidul

rezidual și fiind resorbită. Pentru sistemul considerat, faza care continuă să cristalizeze este feldspatul alcalin iar faza resorbită este plagioclazul. Trecerea de la echilibrul coprecipitațional la cel resorbțional este oarecum corespondentul reacției peritectice de la sistemele binare cu component intermediar și topire incongruentă.

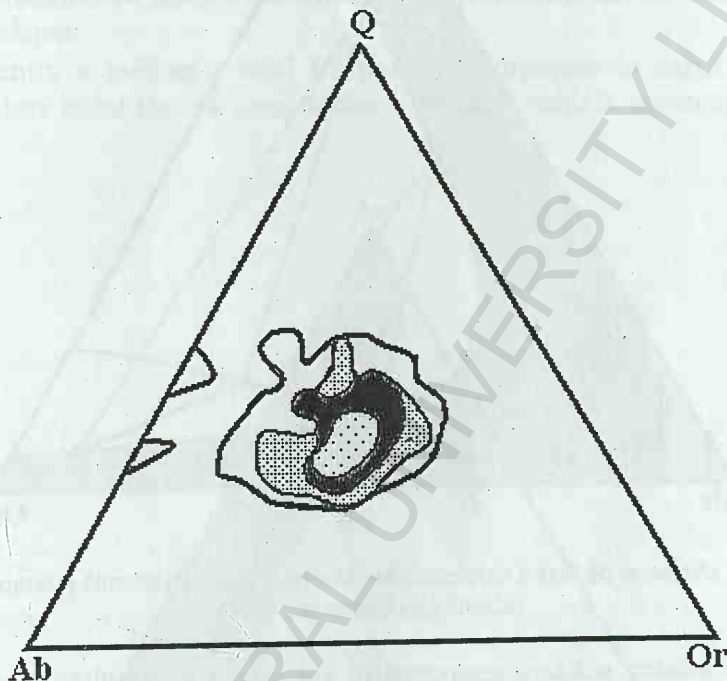


Fig. 31. Proiecția compoziției normative a 1190 de granite în diagrama de fază a sistemului Q-Ab-Or (Winkler și von Platen, 1961). Câmpul exterior (alb) include 86% din probe iar câmpurile interioare conțin 75%, 53%, respectiv 14% din totalul probelor.

În figura 32 este redată diagrama de fază pentru sistemul anortit-albit-ortoclaz la presiune scăzută și temperatură ridicată. Câmpul de imiscibilitate (câmpul alb din diagrama de fază) este separat în două subcâmpuri, cel al feldspatului alcalin și cel al plagioclazului, de curba de separare s . Aceasta reprezintă doar parțial curba compozițională a lichidului rezidual.

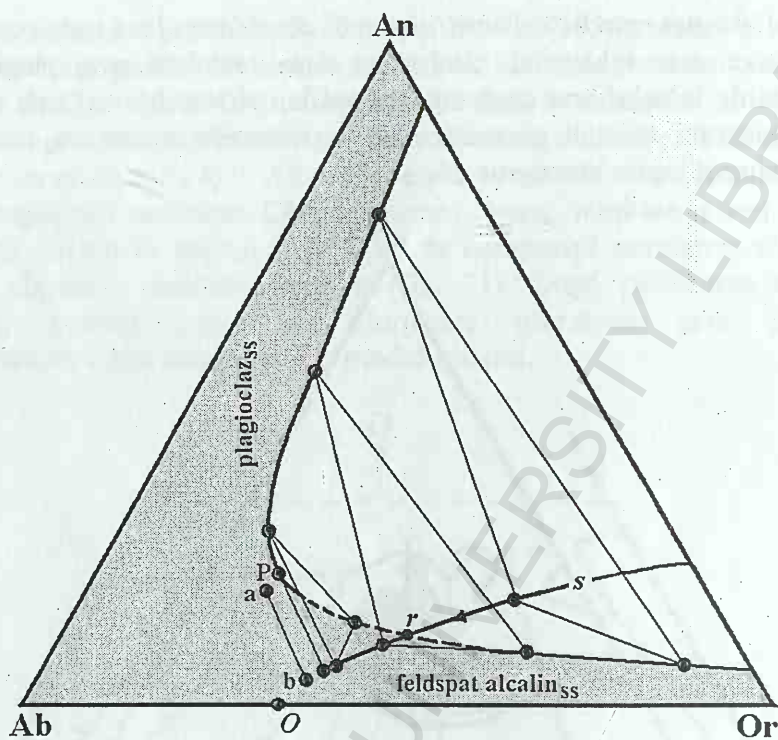


Fig. 32. Diagrama de fază a sistemului An-Ab-Or, la presiune scăzută și temperatură ridicată (din Cox et al., 1981).

Pe măsura scăderii temperaturii, vor cristaliza simultan plagioclazul și feldspatul potasic (soluție solidă), cei doi feldspați fiind considerați *faze coprecipitate*. Compoziția celor două faze coprecipitate și a lichidului rezidual sunt marcate de vârfurile unor triunghiuri. Pe măsura cristalizării, compoziția celor doi feldspați se apropie continuu de compoziția corespunzătoare punctului **P** iar compoziția lichidului rezidual se deplasează, pe curba de separație **s**, de la dreapta la stânga (în sensul săgeții). Cristalele de compoziție **P** se află în echilibru cu lichidul rezidual a cărui compoziție reprezintă terminația curbei de separație **s**. La o temperatură și mai scăzută se formează un singur feldspat, de exemplu cel de compoziție **a**, iar compoziția lichidului rezidual **b** nu mai este situată pe curba de separație **s**. Lichidul rezidual își va modifica continuu compoziția până la atingerea temperaturii minime de pe curba *liquidus* a amestecului albit-ortoclaz (**O**).

Cristalizarea este de tip coprecipitațional atâta timp cât compoziția feldspatului alcalin_{ss} este situată în partea dreaptă a punctului de compoziție

r sau a curbei de separație. Din momentul în care compoziția feldspatului alcalin_{ss} depășește curba de separație s (adică trece de la feldspat potasic bogat în Na la feldspat sodic bogat în K), cristalizarea este de tip resorbțional pentru plagioclaz, acesta devenind instabil în raport cu lichidul rezidual. Punctul r este oarecum similar cu punctual peritectic de la sistemele binare. În timpul cristalizării de tip resorbțional se formează un singur feldspat.

Pentru a evidenția rolul fracționării feldspatilor în cazul evoluției unei topituri bazaltice, să considerăm o topitură inițială de compoziție **B** (fig. 33).

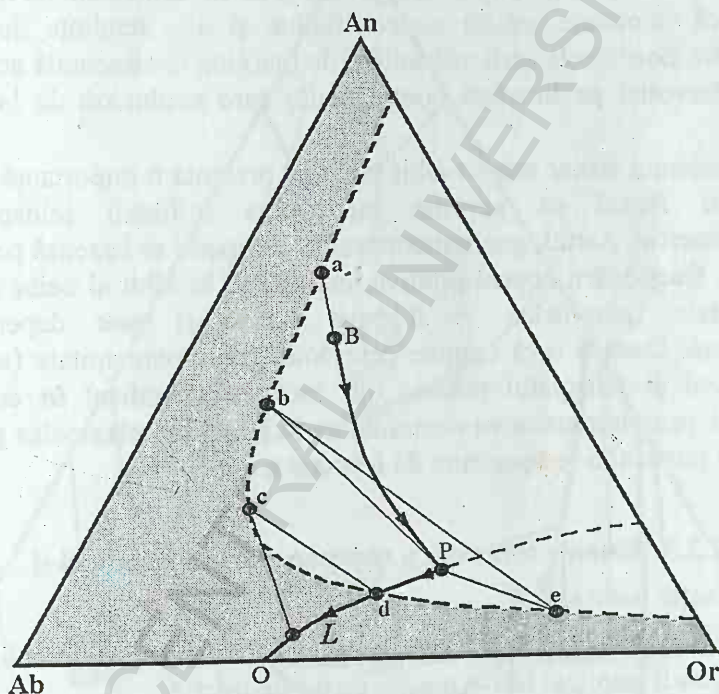


Fig. 33. Cristalizarea fracțională a unei topituri bazaltice ilustrată în sistemul An-Ab-Or-H₂O, la presiune scăzută a apei (Cox et al., 1981). Compoziția lichidului rezidual urmează traseele B-P (fracționarea plagioclazului), P-L (fracționarea plagioclazului și a feldspatului alcalin) și L-O (fracționarea feldspatului alcalin și resorbția plagioclazului). Curba B-P-L-O se mai numește linia de descendență a lichidului – LLD (este definită în capitoul următor).

Cristalizarea începe cu plagioclaz bazic de compoziție **a**. Pe măsura scăderii temperaturii, plagioclazul fracționat devine din ce în ce mai bogat în Ab (de la **a** la **b**) iar compoziția lichidului rezidual se modifică de la **B** la **P**, adică din lichid basaltic (bogat în anortit) devine lichid trahitic (bogat în

feldspat potasic). Din acest moment începe cristalizarea coprecipitativă. Are loc fracționarea feldspatului potasic_{ss} de compoziție e și a plagioclazului intermediar de compoziție b. Fracționarea feldspatului alcalin și a plagioclazului (din ce în ce mai acid) continuă până în momentul în care compoziția feldspatului alcalin traversează curba P-L (punctul de compoziție d). Din acest moment, echilibrul cristal-lichid devenind de tip resorbțional, fracționarea feldspatului alcalin continuă iar fracționarea plagioclazului încetează, acesta din urmă fiind dizolvat sau resorbit. Acest comportament al sistemului anortit-albit-ortoclaz este tipic pentru seria vulcanică care evoluează de la bazalt la trahit. În funcție de temperatura, presiunea și compoziția inițială a topiturii și de mecanismele de diferențiere magmatică implicate, există cu certitudine și alte tendințe de evoluție. Menționăm doar unele serii vulcanice (de margine continentală activă și arc insular dezvoltat pe litosferă continentală) care evoluează de la bazalt la riolit.

Sistemul ternar anortit-albit-ortoclaz prezintă o importanță deosebită și pentru faptul că permite înțelegerea utilizării feldspatilor în geotermometrie. Astfel, geotermometrul bifeldspatic se bazează pe faptul că în timpul fracționării coprecipitative, conținutul în albit al celor două faze coprecipitate (plagioclaz și feldspat potasic_{ss}) este dependent de temperatură. Dacă o rocă conține cele două faze coprecipitate (adică dacă plagioclazul și feldspatul potasic din rocă au cristalizat *în condiții de echilibru*), prin determinarea conținutului de Na₂O din plagioclaz și feldspat potasic se poate afla temperatura de formare a rocii.

III.2.3. Sisteme ternare cu componenți intermediari și reacție peritectică

Aceste sisteme ternare conțin cel puțin un component subsaturat în silice care va fi implicat într-o reacție de tip peritectic.

În diagrama de fază a sistemului anortit-leucit-silice (fig. 34) se individualizează două câmpuri, separate de linia anortit-ortoclaz (linia punctată). Câmpul din partea stângă este subsaturat în silice (anortit-leucit-ortoclaz) iar câmpul din dreapta este suprasaturat în silice (anortit-ortoclaz-silice). Considerăm un lichid inițial de compoziție C, aflat la o temperatură de 1500°C și la presiunea de 1kbar. La atingerea temperaturii de circa 1420°C, începe cristalizarea anortitului. Prin fracționarea anortitului, compoziția topiturii reziduale se modifică în lungul liniei de egal conținut în leucit și silice (linia întreruptă), spre curba *liquidus* interioară anortit-leucit. Când lichidul rezidual atinge compoziția C', începe și fracționarea

leucitului. Prin fracționarea celor două minerale, lichidul rezidual își modifică compoziția în lungul curbei *liquidus*, până în punctul peritectic P. Din acest moment, cristalele de leucit reacționează cu lichidul rezidual și se formează ortoclaz (reacția peritectică). Reacția încetează după consumarea în întregime a silicei disponibilă din lichidul rezidual. În continuare va cristaliza ortoclazul iar în final vom avea cristale de anortit, leucit și ortoclaz.

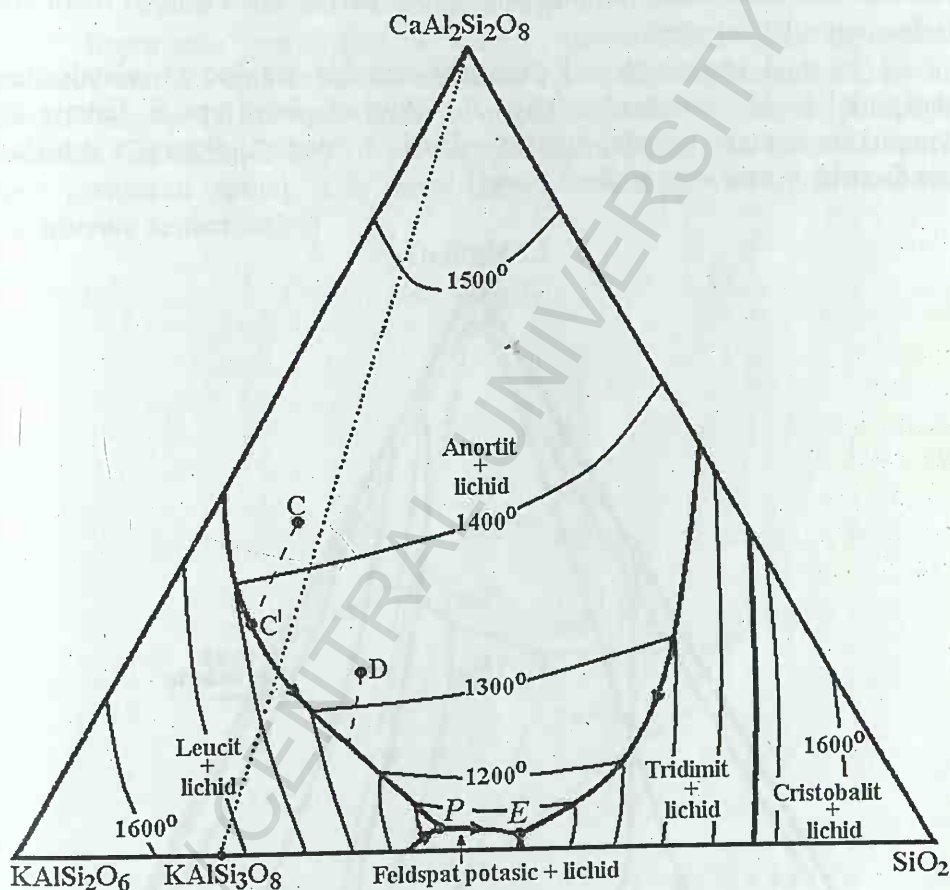


Fig. 34. Diagrama de fază a sistemului anortit-leucit-silice, la presiunea de 1 atmosferă (din Hall, 1996, după Schairer și Bowen, 1947).

În cazul în care lichidul inițial are compoziția D, situată în câmpul suprasaturat în silice (din dreapta liniei punctate), mersul cristalizării va fi același până ce lichidul rezidual va atinge compoziția P. În acest moment începe reacția peritectică însă de data aceasta va fi consumată întreaga

cantitate de leucit. În continuare va cristaliza ortoclazul iar compoziția lichidului rezidual se deplasează spre punctul E (punct eutectic triplu sau punct cotectic), când va începe și cristalizarea tridimitului. Producții finali vor fi anortit, ortoclaz și tridimit (cuarț).

O a treia situație posibilă este cea în care compoziția topiturii inițiale este situată pe linia anortit-ortoclaz. În acest caz, inițial are loc fracționarea anortitului și leucitului. Atât aceasta din urmă cât și silicea din lichidul rezidual sunt consumate complet prin reacție peritectică. Producții finali vor fi doar anortit + ortoclaz.

În mod identic cu cel prezentat anterior are loc și cristalizarea sistemului diopsid-leucit-silice (fig. 35). Producții finali vor fi, funcție de compoziția topiturii inițiale, diopsid + leucit + ortoclaz, diopsid + ortoclaz sau diopsid + ortoclaz + tridimit (cuarț).

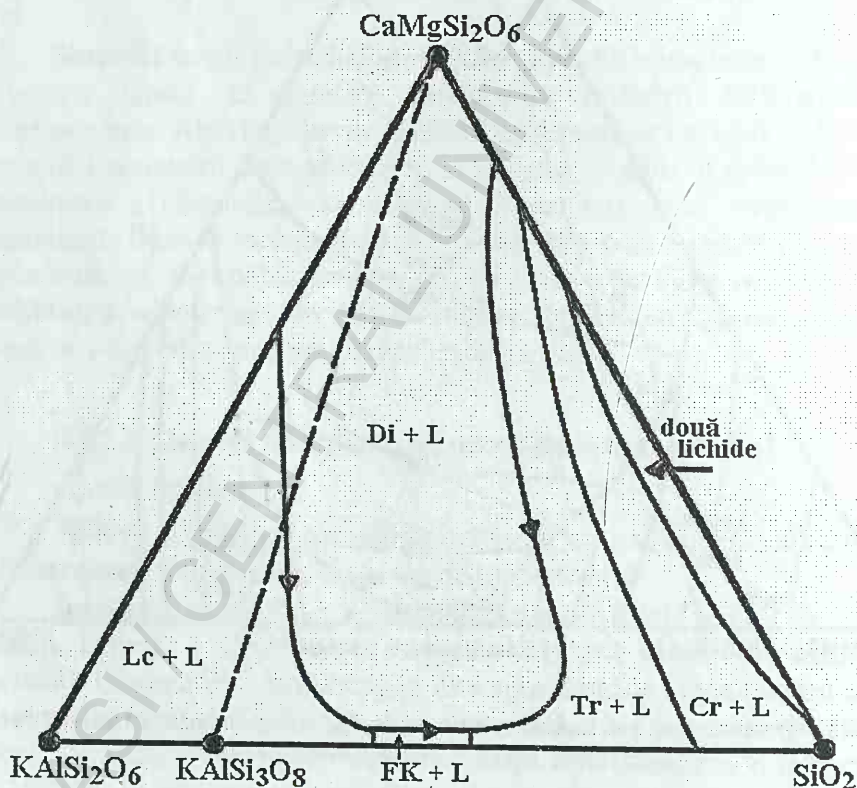


Fig. 35. Diagrama de fază a sistemului diopsid-leucit-silice, la presiunea de 1 atmosferă (din Hall, 1996, după Schairer, 1938). Lc – leucit; Di – diopsid; FK – feldspat potasic; Tr – tridimit; Cr – cristobalit; L – lichid (rezidual).

Pentru sistemul anortit-forsterit-silice (fig. 36), situația diferă doar prin faptul că în câmpul subsaturat în silice (anortit-forsterit-enstatit) apare și suprafața *liquidus* pentru spinel. Produșii finali vor fi, în sensul creșterii conținutului de SiO_2 din topitura inițială, următorii:

- anortit + enstatit + forsterit + spinel;
- anortit + enstatit + forsterit;
- anortit + enstatit;
- anortit + enstatit + tridimit (cuarț).

Importanța petrologică a acestui sistem ternar este deosebită deoarece arată că spinelul poate cristaliza numai din magme subsaturate în silice. Prezența lui în unele andezite și microdiorite neogene din Carpații Orientali (Răileanu, 2000) demonstrează faptul că magma a asimilat roci care conțineau spinel. Din acest motiv, cristalele de spinel trebuie considerate xenocristale.

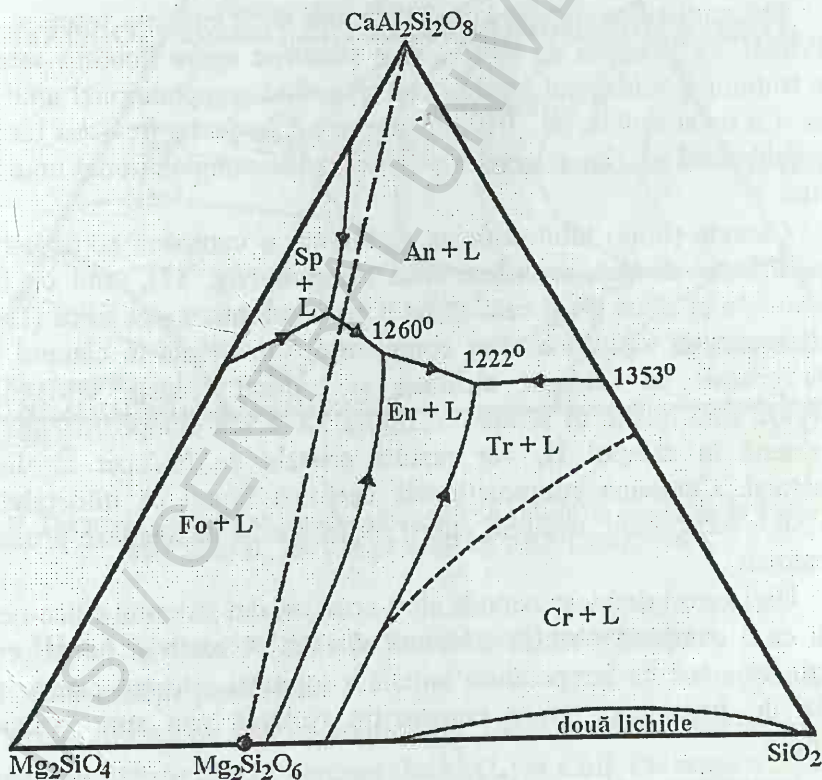


Fig. 36. Diagrama de fază a sistemului anortit-forsterit-silice, la presiunea de 1 atmosferă (din Cox et al., 1981, după Andersen, 1915). An – anortit; Fo – forsterit; En – enstatit potasic; Tr – tridimit; Cr – cristobalit; Sp – spinel (MgAl_2O_4); L – lichid (rezidual).

Sistemul silice-nefelin-kalsilit (fig. 37) este mai complex deoarece conține doi componenți subsaturați în silice: nefelinul și kalsilitul. În diagrama de fază sunt reprezentate suprafețele *liquidus* pentru cristobalit, tridimit, feldspat alcalin, leucit, kalsilit, nefelin și carnegieit. Feldspatul alcalin reprezintă o soluție solidă completă între albit și ortoclaz. Leucitul reprezintă o soluție solidă, putând conține cantități însemnate sodiu (barele verticale de pe linia orizontală). Reamintim că leucitul nu are corespondent sodic. Mineralul de sodiu cu formula chimică echivalentă cu cea a leucitului, adică $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$, este piroxenul monoclinic de presiune ridicată – *jadeitul*. Din acest motiv, prin cristalizarea magmelor alcaline sodice se vor forma roci în care feldspatoidul sodic va fi, invariabil, nefelinul în timp ce în cazul magmelor alcaline potasice, feldspatoidul potasic poate fi atât leucit cât și kalsilit. Nefelinul și kalsilitul reprezintă o soluție solidă parțială, cu lacuna de miscibilitate deplasată spre kalsilit (lipsa barelor verticale de pe latura nefelin-kalsilit).

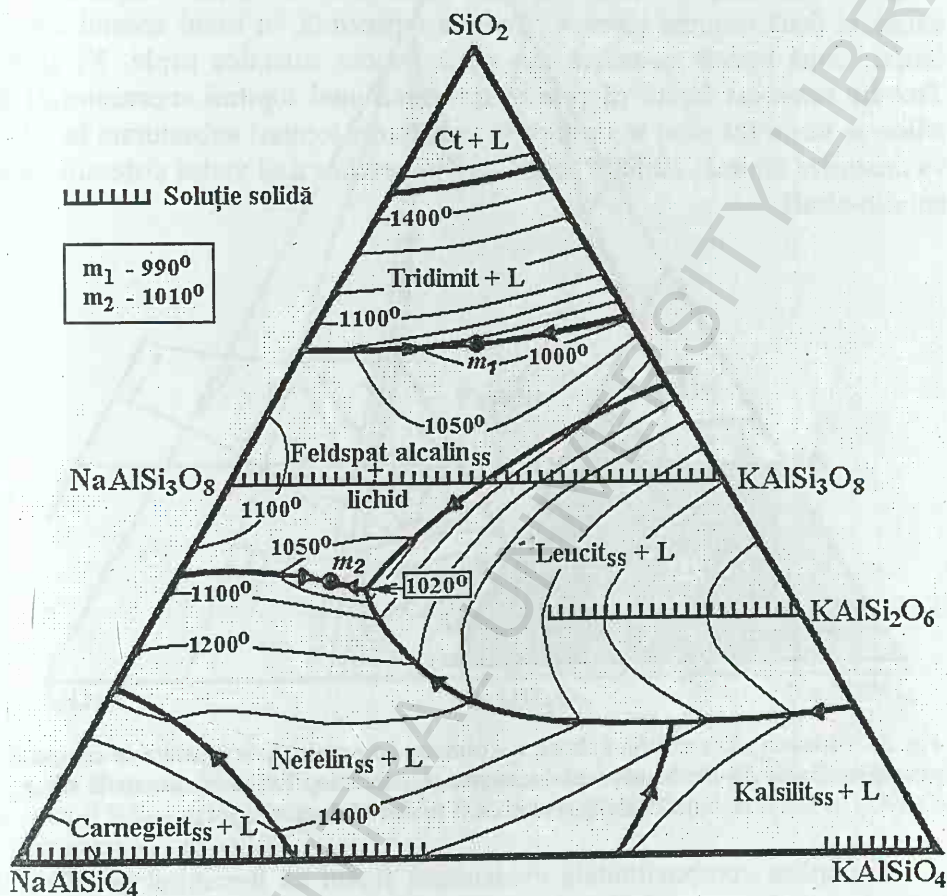
Sistemul silice-nefelin-kalsilit conține două minime termice, m_1 și m_2 . Primul, cu valoarea de 990°C , este situat pe curba *liquidus* interioară dintre tridimit și feldspatul alcalin, corespunzând compozițional unui lichid riolitic. Cel de-al doilea, de 1010°C , este situat pe curba *liquidus* interioară dintre feldspatul alcalin și nefelin și corespunde compozițional unui lichid fonolitic.

Conoda (linia) albit-ortoclaz reprezintă o cumpănă compozițională (*compositional divide*), separând două câmpuri (fig. 37), unul cu lichide suprasaturate în silice (I) și celălalt cu lichide subsaturate în silice (II). Prin cristalizarea unei topituri a cărei compoziție este situată în câmpul I, vor rezulta cristale de feldspat alcalin_{ss} și tridimit (cuart). Direcțiile de fracționare sunt redată în schița din figura 38. Dacă compoziția lichidului este situată în câmpul II, vor rezulta cristale de feldspat alcalin_{ss} și feldspatoizi. Cumpăna compozițională certifică faptul că mineralele din grupa SiO_2 (cristobalit, tridimit, cuarț) nu formează parageneze primare cu feldspatoizii.

Unii autori definesc conoda albit-ortoclaz din sistemul silice-nefelin-kalsilit ca o cumpănă termică (*thermal divide*). Aceasta ar putea produce confuzii deoarece nu temperatura inițială a topiturii este cea care imprimă direcția de fracționare (spre compoziție riolitică sau spre compoziție fonolitică).

Importanța petrogenetică a acestui sistem, pe lângă faptul că evidențiază incompatibilitatea primară a feldspatoizilor cu cuarțul, constă și în aceea că demonstrează posibilitatea formării a trei categorii de roci alcaline: nefelinice, leucitice și kalsilitice. Ultima categorie se poate forma,

■■■■■ Soluție solidă



III.2.4. Sisteme ternare cu componenți intermediari, fără reacție peritectică

65

cumpănă compozițională reprezentată de conoda fayalit-albit. Aceasta separă câmpul lichidelor suprasaturate în silice (situat în partea stângă a diagramei de fază) de cel al lichidelor subsaturate în silice. Obligatoriu vor exista și două minime termice. Acestea reprezintă, în cazul acestui sistem ternar, două puncte cotectice sau două puncte eutectice triple, E_1 și E_2 . Trebuie remarcat faptul că prin cristalizarea unei topituri suprasaturate în silice se formează albit în timp ce în cazul unei topituri subsaturate în silice va cristaliza albitul_{ss} (soluție solidă cu 4% nefelin; a se vedea sistemul binar nefelin-albit).

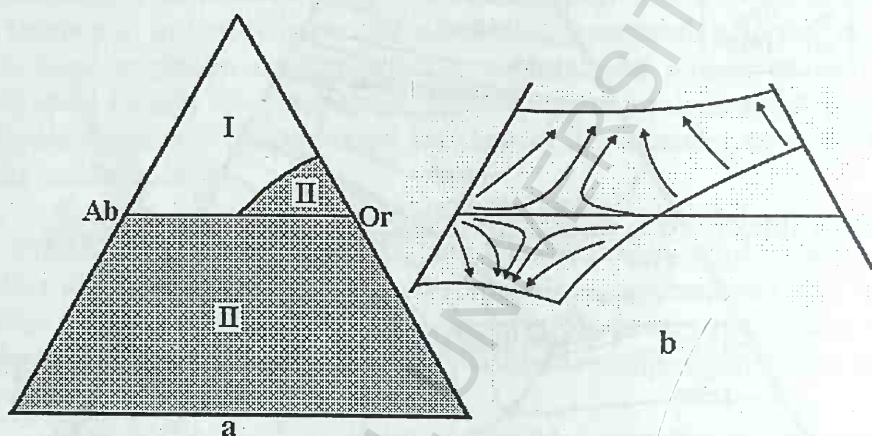


Fig. 38. Sistemul silice-nefelin-kalsilit; a – câmpuri compoziționale separate de cumpănă compozițională Ab-Or; b – direcții de fracționare a unor topituri suprasaturate în silice (săgețile în sus) și subsaturate în silice (săgețile în jos).

Cumpăna compozițională evidențiază faptul că hercinitul și wüstitul sunt minerale incompatibile cu mineralele din grupa SiO_2 . Din acest motiv, cele două minerale întregesc grupa mineralelor incompatibile genetic cu cuarțul din rocile magmatice.

III.2.5. Sisteme ternare cu componenți simpli

Sistemele ternare prezentate anterior conțin cel mult un component simplu și anume silicea, ceilalți componenți fiind minerale constituite din cel puțin 2 oxizi. Din acest motiv, obținerea unor noi componenți prin simpla combinare a celor trei componenți principali ai sistemului ternar se reduce la reacția:



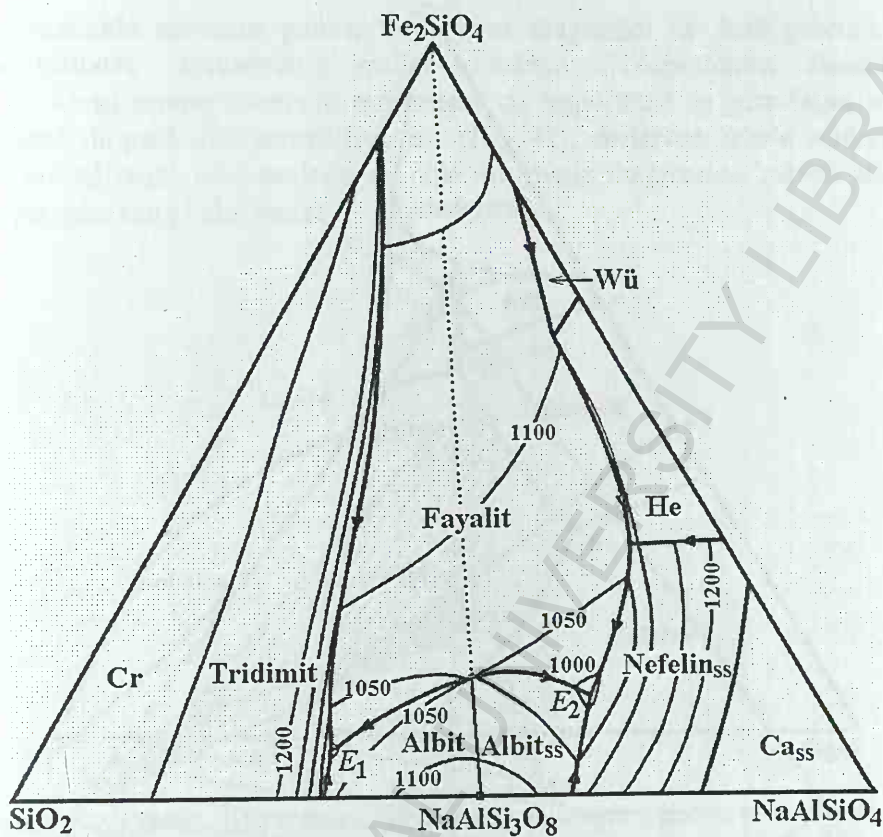


Fig. 39. Sistemul fayalit-silice-nefelin, la presiunea de 1 atmosferă (din Hall, 1996; după Bowen și Schairer, 1938). Cr – cristobalit, Wü – wüstit (FeO), He – hercinit (FeAl_2O_4), Ca_{ss} – carnegieit (soluție solidă).

În situația în care cei trei componenți ai sistemului ternar sunt componenți simpli, adică oxizi, prin combinarea acestora se poate obține un mare număr de noi componenți. Din acest motiv, diagramele de fază ale acestui tip de sistem ternar conțin suprafețe *liquidus* pentru un număr mare de componenți iar direcțiile de fracționare sunt mult mai complicate deoarece apar, în același sistem, mai multe cumpene compoziționale. Să considerăm, spre exemplificare, sistemul silice-periclaz-corindon (fig. 40).

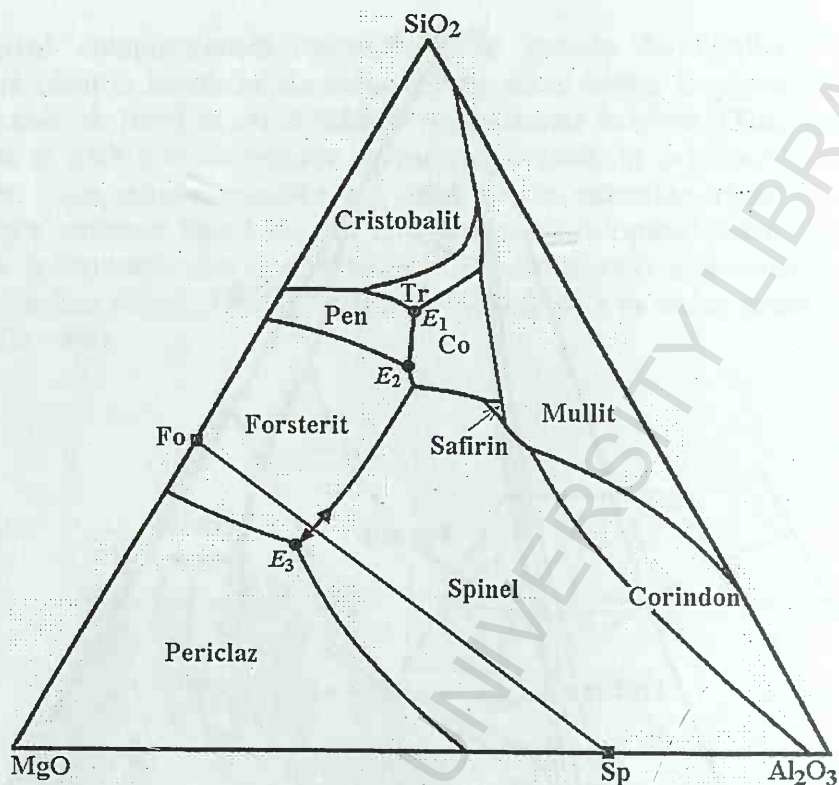


Fig. 40. Diagrama de fază a sistemului silice-periclaz-corindon (Hall, 1996). Co – cordierit, Fo – forsterit; Pen – protoenstatit; Sp – spinel; Tr – tridimit; E_1 , E_2 , E_3 – puncte eutectice triple.

Diagrama de fază conține suprafețele *liquidus* pentru 10 componenți. Direcțiile de cristalizare pot fi determinate cu teoria lui Alkemade, conform căreia sensul de modificare a compoziției topiturii reziduale în urma fracționării a două faze minerale este acela de depărtare față de conoda ce unește compozițiile celor două faze. Luând în considerare doar forsteritul și spinelul, prin fracționarea acestora se va modifica compoziția lichidul rezidual în lungul curbei *liquidus* forsterit-spinel dar atât spre stânga cât și spre dreapta (reprezentat în fig. 40 prin săgeți) în raport cu conoda forsterit-spinel, aceasta fiind de fapt o cumpănă compozițională.

III.3. Sisteme cuaternare

Sistemele experimentale cuaternare reprezintă un salt calitativ în ceea ce privește reflectarea cu o mai mare acuratețe a topiturilor naturale. Marile impedimente al acestor sisteme este volumul imens de date

experimentale necesare pentru întocmirea diagramei de fază precum și imposibilitatea reprezentării grafice detaliate a suprafețelor *liquidus*.

Unul dintre sistemele cuaternare cu importanță în petrologie este sistemul diopsid-albit-anortit-forsterit (fig. 41), deoarece fazele minerale care cristalizează sunt aceleași cu cele din rocile magmatice bazice, adică olivină, piroxen și plagioclaz.

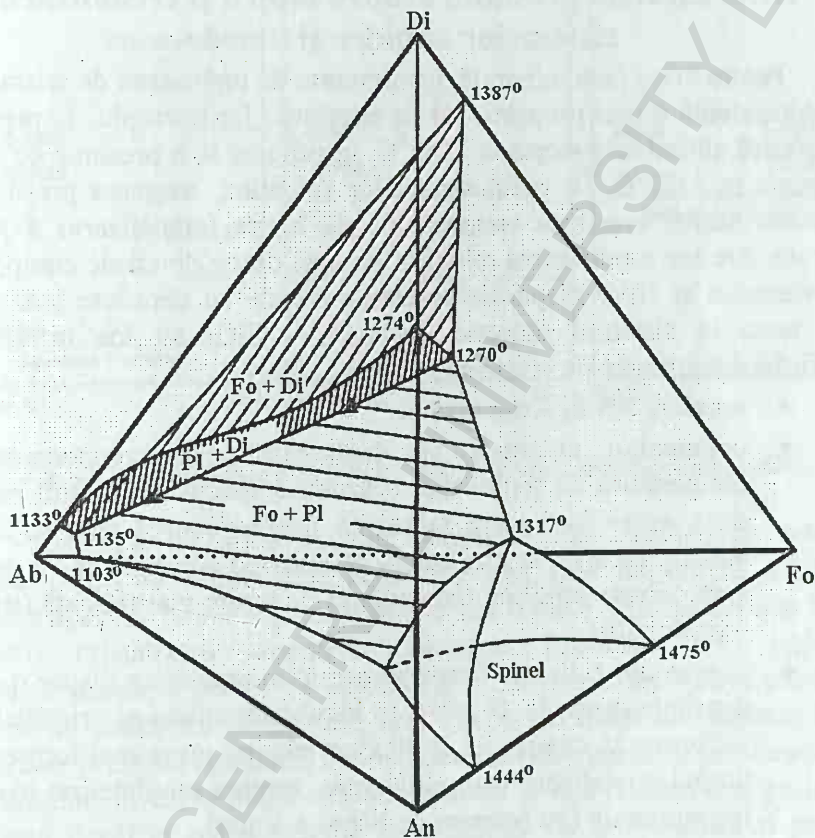


Fig. 41. Diagrama de fază a sistemului diopsid-albit-anortit-forsterit (Yoder și Tilley, 1962).

Cei patru componenți sunt reprezentați prin colțurile unui tetraedru. Fiecare față a tetraedrului reprezintă un sistem ternar. Curbele *liquidus* ternare sunt interpolate spre interiorul tetraedrului și se obțin *suprafețele de separație* cuaternare. În timp ce curbele *liquidus* ternare divid diagrama de fază în *arii* ce corespund unuia sau altuia dintre fazele minerale care cristalizează, *suprafețele de separație* cuaternare împart tetraedru în *volume*

ce corespund fazelor minerale. Lichidele reziduale ale căror compoziții se situează pe o *suprafață de separație*, vor fi în echilibru cu fazele minerale indicate pe acea suprafață. De exemplu, lichidele a căror compoziție se situează pe *suprafața de separație* hașurată cu linii orizontale vor fi în echilibru cu cristale de plagioclaz și forsterit.

III.4. Efectele presiunii asupra topirii și cristalizării sistemelor anhidre și umede

Pentru orice fază minerală, temperatura de topire (sau de cristalizare) este dependentă direct proporțional de presiune. De exemplu, la presiunea atmosferică albitul se topește la 1118°C , în timp ce la o presiune de 5 kbar se topește la 1180°C . În cazul sistemelor silicaticе, creșterea presiunii nu determină numai creșterea temperaturii de topire (cristalizare) a fazelor minerale. Are loc modificarea relațiilor de fază dintre diversele componente ale sistemului și chiar dispariția fazelor minerale cu densitate scăzută. În acest sens, în sistemul eutectic $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ au loc următoarele modificări determinate de creșterea presiunii (fig. 42):

- temperatura *liquidus* crește;
- compoziția eutectică se deplasează spre componentul cu temperatura de topire mai scăzută, respectiv feldspatul potasic; dacă avem în vedere faptul că magmele urcă spre suprafață, adică presiunea scade, atunci compoziția eutectică se va deplasa spre componentul cu temperatura de topire mai ridicată (tridimit – cristobalit).
- la presiuni ridicate, fazele minerale intermediare dispar dacă au densitate mică; la 10 kbar, în locul tridimitului și cristobalitului se formează cuarțul iar la 20 kbar leucitul nu se mai formează în timpul cristalizării sau, altfel spus, topirea sanidinei nu mai este incongruentă (cu formare de lichid + leucit).

Să considerăm că la adâncime mare în litosferă are loc cristalizarea fracțională a unei magme, rezultând o magmă reziduală acidă (feldspat + silice) de compoziție eutectică. Dacă are loc scăderea temperaturii sub temperatura eutectică, va cristaliza simultan sanidina și cuarțul, fazele minerale având același grad de idiomorfism. În cazul în care magma reziduală își începe ascensiunea spre suprafață, are loc scăderea presiunii iar compoziția eutectică se va deplasa spre dreapta (spre cuarț). La scăderea temperaturii, cristalizarea va începe cu sanidina și abia la noua temperatură eutectică (mai scăzută) va începe și cristalizarea cuarțului sau tridimitului. Vor rezulta două tipuri de cristale de sanidină. Primul tip, cristalizat la

temperaturi mai ridicate decât cea eutectică va fi mai dezvoltat dimensional și totodată euhedral în raport cu al doilea tip, cristalizat la temperatura eutectică. Considerăm că astfel se explică absența fenocristalelor de cuarț din unele roci vulcanice acide aproape anhidre (nu este însă singura cauză).

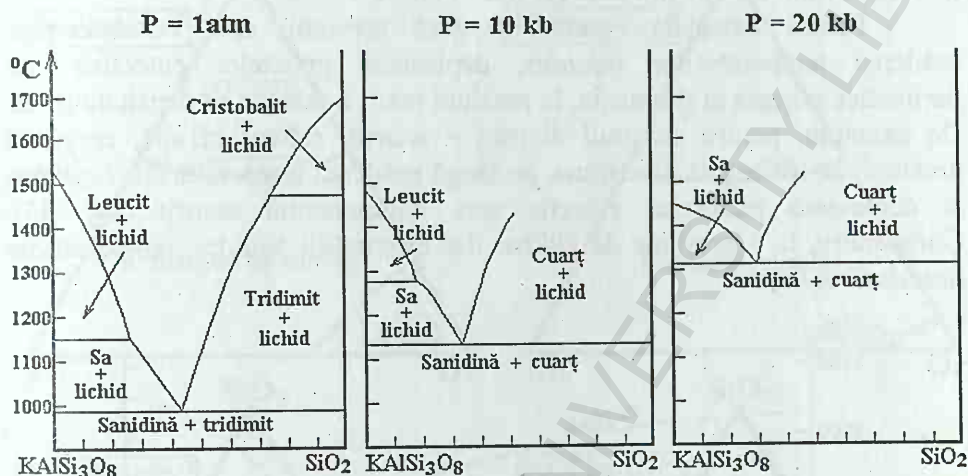


Fig. 42. Sistemul anhidru $KAlSi_3O_8 - SiO_2$ la diverse presiuni (Luth, 1968).

Sistemele silicatiche naturale conțin diverse cantități de substanțe volatile dizolvate dintre care H_2O este cea mai importantă cantitativ. Prezența apei dar mai ales presiunea apei are o mare influență asupra topirii, respectiv cristalizării sistemelor silicatiche. Presiunea apei reprezintă presiunea necesară pentru ca apa să fie reținută într-un sistem silicatic și depinde de cantitatea de apă din acel sistem. În magmele saturate în apă (adică este prezentă apa liberă), presiunea apei este egală cu presiunea totală a sistemului. În cazul magmelor subsaturate în apă (conțin mai puțină apă dizolvată decât ar putea conține în condițiile de temperatură și presiune existente), presiunea apei este mai mică decât presiunea totală. Studiile experimentale s-au realizat pe sisteme silicatiche saturate în apă, adică presiunea apei este aceeași cu presiunea sistemului. În magme, conținutul în apă este suficient de ridicat pentru a afecta echilibrul de faze. Totuși, foarte multe magme sunt subsaturate în apă, adică presiunea apei este mai mică decât presiunea magmei și de aceea extrapolarea rezultatelor studiilor experimentale la sistemele naturale trebuie să aibă în vedere acest fapt.

În sistemele silicatiche saturate în apă, creșterea presiunii apei va determina scăderea temperaturii de topire (cristalizare). Astfel, albitul

saturat în apă, la o presiune a apei de 5 kbar se va topi la 750°C , față de 1180°C la cât s-ar fi topit la aceeași presiune dar în absența apei.

În diagramele de fază ale sistemelor experimentale, H_2O nu este reprezentată direct. Diagramele de fază sunt realizate doar cu fazele minerale, fiind însă menționată presiunea apei.

Pentru sistemele binare, creșterea presiunii apei va determina scăderea temperaturilor *liquidus*, deplasarea punctelor eutectice sau peritectice precum și dispariția, la presiuni mari, a fazelor cu densitate mică. De exemplu, pentru sistemul diopsid – anortit, saturat în apă, creșterea presiunii la 10kbar va determina, pe lângă scăderea temperaturilor *liquidus*, și deplasarea punctului eutectic spre componentul anortit (fig. 43). Comparativ, la o presiune de 20kbar dar în condiții anhidre, temperaturile *liquidus* vor crește.

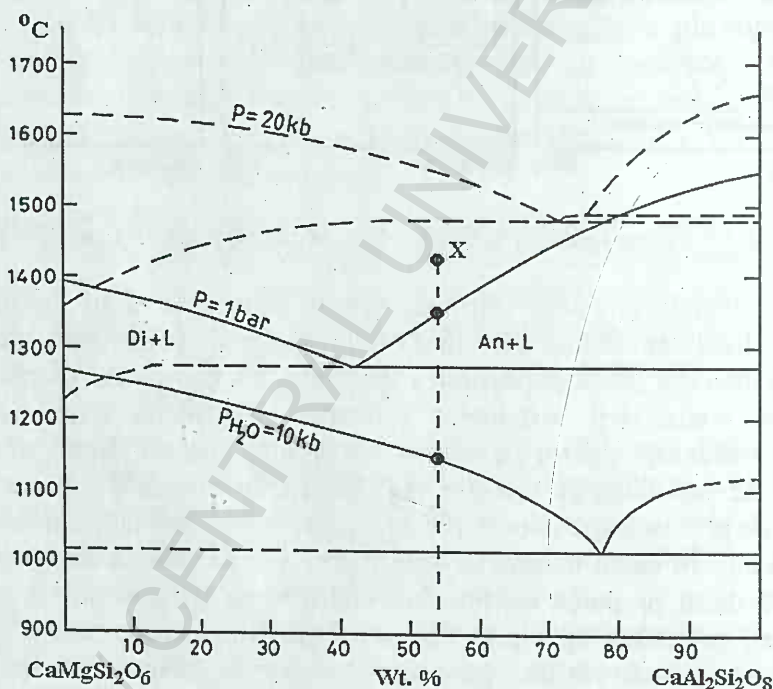


Fig. 43. Sistemul diopsid-anortit la diverse presiuni, anhidru (20 kb) și saturat în apă (10 kb) (Cox et al., 1981).

Din lichidul inițial X, la început va cristaliza fie anortitul, fie diopsidul, în funcție de presiunea apei. Deoarece rocile bazice intruzive conservă cristalele, se poate considera, într-un mod simplificat, că dacă plagioclazul este euhedral în raport cu clinopiroxenu atunci magma inițială a fost mai bogată în apă.

Un alt sistem binar cu importanță petrogenetică deosebită este cel al feldspaților alcalini (fig. 44).

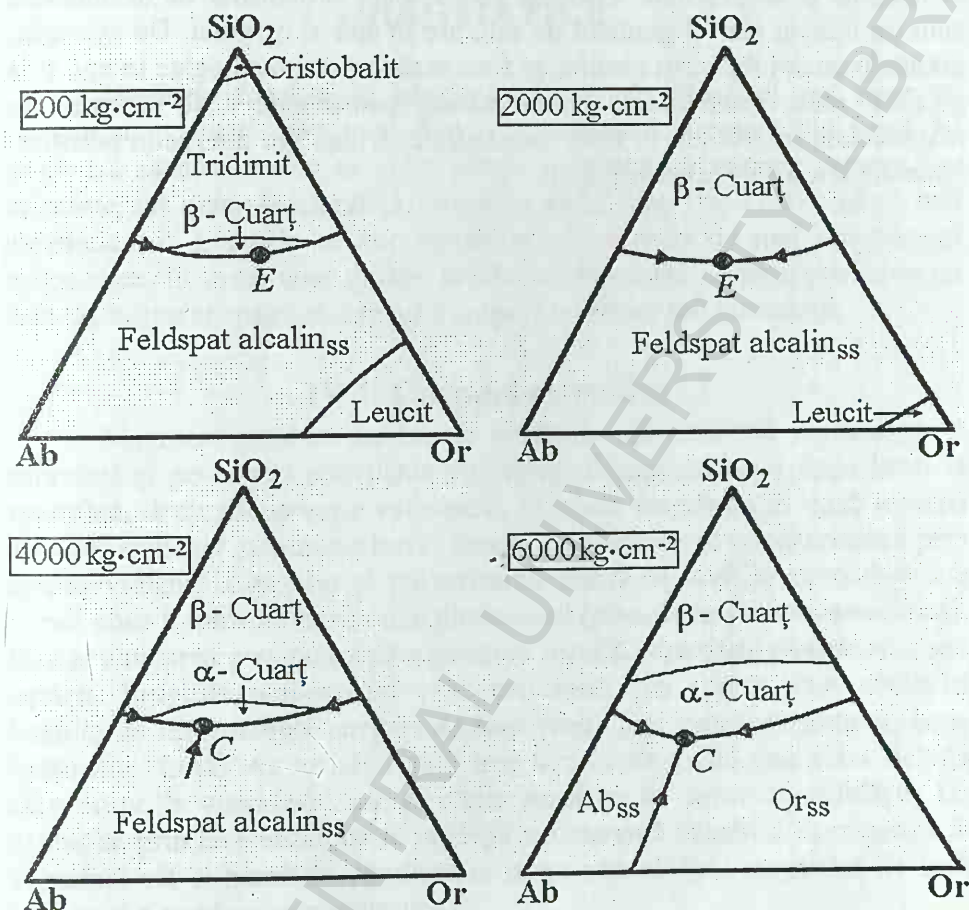


Fig. 44. Sistemul albit – ortoclaz la două presiuni ale apei diferite (Tuttle și Bowen, 1958; Morse, 1970).

La presiunea de 5 kbar, modificările sunt semnificative. În primul rând, temperatura *liquidus* minimă scade cu peste 350°C , de la peste 1050°C (t_b) la circa 700°C . În al doilea rând, câmpul leucitului (faza intermediară cu densitate mică) dispăre. În al treilea rând, dar extrem de important, cristalizarea se va finaliza cu doi feldspați deoarece curba *solidus* intersectează curba *solvus*. Prin urmare, cei doi feldspați, albitul_{ss} și ortoclazul_{ss}, vor cristaliza ca faze independente și nu vor mai forma structuri de dezamestec de tipul pertitelor sau antipertitelor. Importanța

petrogenetică este deosebită. Rocile intruzive bogate în feldspat alcalin vor fi formate din unul sau doi feldspai alcalini, în funcție de conținutul în apă al magmei și de presiune. Prezența sau absența structurilor de dezamestec sunt un indiciu clar al gradului de saturare în apă al magmei. De exemplu, granitele cu doi feldspai alcalini se formează din magme bogate în apă și la presiuni mari. Granitoidele charnockitice, considerate a fi formate din magme anhidre, conțin, în mod caracteristic, ortoză sau microclin perititice. Și exemplele ar putea continua.

IV. FORME DE ZĂCĂMÂNT ALE ROCILOR MAGMATICE

Magmele formate în zonele profunde ale litosferei pot avea un comportament static sau unul dinamic, ascendent. Acestea din urmă își încetează ascensiunea la anumite nivele și reprezintă *magme intruse* sau *injectate*, sau ajung la suprafață, devenind astfel *lave*. După consolidare, atât magmele cât și lavelle se vor transforma în corpuri de roci sau corpuri magmatice. În urma consolidării lavelor se formează corpuri extruzive iar prin cristalizarea magmelor rezultă corpuri intruzive sau intruziuni.

IV.1. Corpuri extruzive

Magmele generate în zonele profunde ale litosferei pot ajunge la suprafață și generează activitatea vulcanică. Efuziunea sau erupția lavei la suprafață, denumită *erupție vulcanică*, se poate manifesta în două moduri diferite: exploziv și non-exploziv. Erupțiile explozive se caracterizează prin ejecția violentă a gazelor și pulverizarea masei de lavă în atmosferă sub forma unor fragmente de diverse dimensiuni (*piroclaste* sau *vulcanoclaste*). Prin acumularea gravitațională a acestora rezultă *depozitele piroclastice* sau *tephra*. Erupțiile non-explozive se manifestă sub forma unor revărsări liniștite de lave, numite *curgeri de lavă* (eng. *lava flow*) sau simplu, *lave*. Termenul "*lavă*" are un sens mult mai larg, desemnând atât masa lichidă care erupe la suprafață cât și rocile rezultate în urma consolidării. De exemplu, prin lavă bazaltică se înțelege atât magmă bazaltică care ajunge la suprafață cât și bazaltele rezultate în urma consolidării curgerilor de lavă (dar nu și a produselor piroclastice).

Erupțiile explozive sunt caracteristice magmelor felsice, vâscoase și bogate în substanțe volatile (magme acide și alcaline). La adâncimi mari, presiunea este foarte ridicată și din acest motiv substanțele volatile se găsesc dizolvate în magmă. În timpul ascensiunii spre suprafață, presiunea începe să scadă iar substanțele volatile încep să se separe sub forma unor bule de gaz distribuite uniform în masa corpului de magmă. În momentul stabilirii unei legături directe cu suprafața, presiunea scade brusc la 1 atmosferă iar bulele de gaz își măresc volumul și erup violent la suprafață, producându-se în acest fel o erupție explozivă (același fenomen se produce la deschiderea bruscă a unei sticle cu apă minerală carbogazoasă; apa este echivalentă cu magma iar bulele de CO₂ sunt echivalente cu bulele de gaz care se separă de magmă). În drumul lor, gazele nu numai că antrenează și magma, dar

fragmentează sau fărâmițează și rocile din acoperiș. Cu cât lava este mai viscoasă cu atât bulele de gaz, în drumul spre suprafață, vor antrena o cantitate mai mare de lavă. În cele mai multe cazuri, după erupția explozivă are loc revărsarea liniștită a restului de lavă. Cu cât vâscozitatea lavei și cantitatea de substanțe volatile este mai mare cu atât erupția va fi mai violentă, cantitatea de material piroclastic mai mare iar cea de lavă revărsată ulterior, mai mică.

Lavele bazaltice sunt în general mai fluide și cu conținut mai redus de substanțe volatile decât magmele acide (riolitice, dacitice) și alcaline (fonolitice) și de aceea ele erup, în mod obișnuit, sub forma unor revărsări de lavă. Există însă două excepții. În primul rând, erupția poate fi inițiată de o fază explozivă atunci când magma și gazele exolvite forțează drumul spre suprafață. În al doilea rând, exploziile se produc în situația în care apa de suprafață, apa subterană, apa marină sau gheața vin în contact cu roca vulcanică fierbinte (*activitate freatică*) sau cu magma (*activitate freatomagmatică*).

IV.1.1. Cratere și caldere

În partea centrală a majorității vulcanilor se formează o depresiune de formă aproximativ tronconică, cu baza mică în partea inferioară. Dacă diametrul acestei depresiuni este mai mic de 1 km, se numește *crater*. Depresiunile largi, cu diametrul de cel puțin 1 km, sunt numite *caldere*. Există și caldere uriașe, cu diametrul de zeci de kilometri (tabelul 3).

Tabelul 3

Diametrul unor caldere foarte mari (Macdonald, 1972; din Hall, 1996).

Vulcanul	Localizare	Diametru (km)
<i>Santorini</i>	Grecia	14
<i>Kauai</i>	Hawaii	18
<i>Aso</i>	Japonia	20
<i>La Garita</i> (Munții San Juan)	Colorado	45

Cele mai multe cratere și în special cele situate în vârful conurilor vulcanice, sunt rezultatul activității explozive în urma căreia este deschis canalul de alimentare sau coșul vulcanic. Craterele mai mari și aproape toate calderele se formează prin prăbușire sau subsidență. Prăbușirea sau colapsul părții superioare a vulcanului se produce datorită ejectării magmei din canalul de alimentare, rocile din acoperiș nemaiavând pe ce se sprijini (fig. 45).

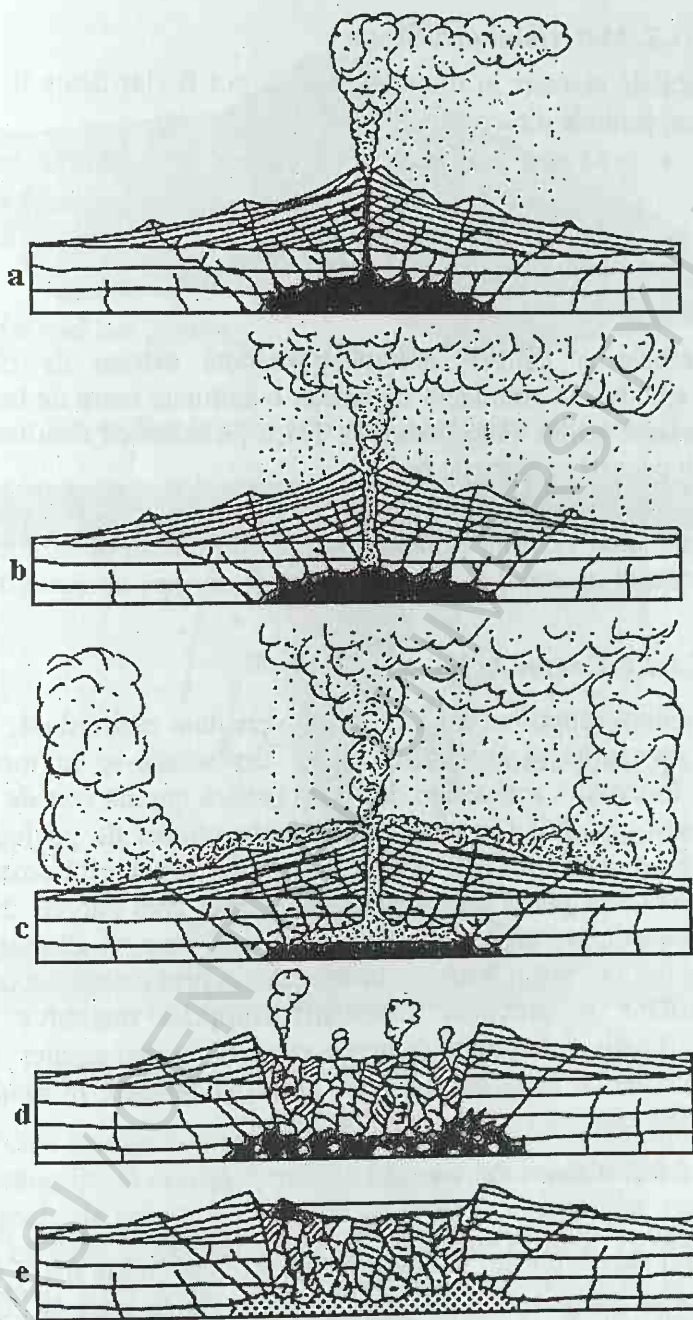


Fig. 45. Succesiunea evenimentelor în formarea calderi de prăbușire a vulcanului *Crater Lake* (Oregon), în urmă cu aproximativ 7000 de ani (din Hall, 1996, după Williams, 1942).

IV.1.2. Materialul piroclastic

Particulele ejectate în timpul exploziei pot fi clasificate în funcție de mărimea lor, limitele dimensionale fiind următoarele:

- $> 64 \text{ mm}$ - *bombe* (ejectate în stare lichidă) și *blocuri* (ejectate în stare solidă);
- $64 - 2 \text{ mm}$ - *lapilli*;
- $< 2 \text{ mm}$ - *cenușă*.

Bombele și lapillii care au porozitate extrem de ridicată (în momentul ejectării în atmosferă conțineau o cantitate mare de bule de gaz) formează *piatra ponce* (eng. *pumice*). Roca piroclastică rezultată în urma consolidării cenușii se numește *tuf*.

În funcție de participarea procentuală a fiecărei categorii dimensionale și de violența exploziei, materialul ejectat poate forma *conuri de zgură*, *căderi de cenușă* (eng. *ash falls*) și *curgeri de cenușă* (eng. *ash flow*).

IV.1.2.1 Conuri de zgură

În timpul erupțiilor explozive de intensitate mai redusă, materialul piroclastic este aruncat la distanță mică, depunându-se în jurul coșului vulcanic și formând o acumulare de formă conică numită *con de zgură* sau *con de scorie* (fig. 46). Termenul *scorie* este utilizat de geologii englezi pentru bombe și lapilli de lavă. Alți geologi utilizează acest termen pentru a desemna materialul poros din partea superioară a unei curgeri de lavă sau chiar lava bazică poroasă. Conurile de zgură se formează cel mai adesea în cazul vulcanilor ce conțin lacuri de lavă bazică și prin erupții succesive și de mică intensitate. Modificarea intensității erupțiilor succesive determină apariția stratificației (alternanță de nivele cu material mai grosier – bombe și lapilli – și nivele cu material mai fin – lapilli și cenușă). În mod obișnuit, panta conurilor este cuprinsă între 25° și 35° .

IV.1.2.2. Căderi de cenușă

În cazul exploziilor violente, mari cantități de gaze și material piroclastic fin sunt aruncate în atmosferă la înălțimi foarte mari, sub forma unei coloane de erupție (fig. 47) care se poate ridica până la zeci de km. Materialul fin se va dispersa în atmosferă, formând norii de cenușă. Ulterior, cenușa se depune pe suprafața pământului și formează așa numitele *căderi de cenușă*.

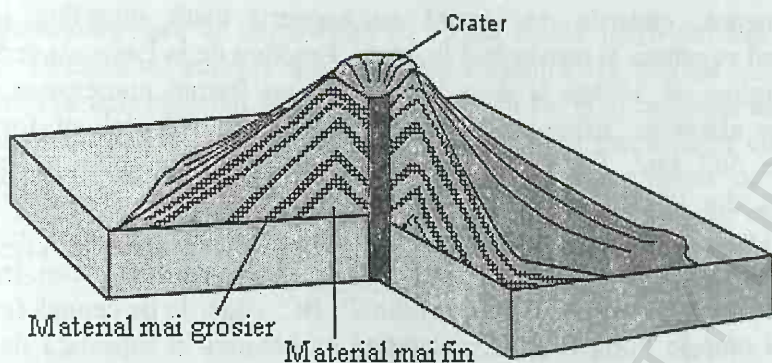


Fig. 46. Con de scorie sau con de zgură (eng. cinder cone).

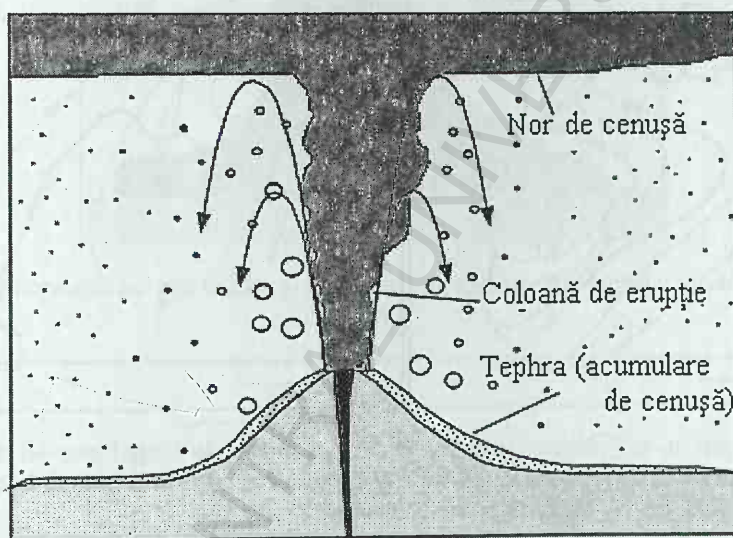


Fig. 47. Formarea norilor de cenușă și apariția căderilor de cenușă.

În cele mai multe cazuri, coloanele de erupție au înălțimi de cel mult 1 km, iar căderile de cenușă formează în jurul vulcanului un con. În cazul în care coloanele de erupție au înălțimi de ordinul kilometrilor sau zecilor de kilometri, căderile de cenușă vor forma *pânze de cenușă*, cu extindere mare pe orizontală. Unii autori clasifică erupțiile vulcanice în erupții de tip Strombolian, când se formează conuri de cenușă și de tip Plinian, dacă se formează pânze de cenușă.

Cele mai mari căderi de cenușă sunt asociate cu erupții vulcanice de excepție. În cazul erupției fisurii *Laki* din Islanda (1783), norii de cenușă fină au ajuns deasupra Europei și Americii de Nord, persistând câteva luni.

De asemenea, căderile de cenușă au acoperit toată suprafața insulei, distrugând vegetația și provocând foamete. Fractura de la Laky s-a redeschis pe o lungime de 30 km și de-a lungul ei s-au format numeroase conuri vulcanice alăturate. Efuziunile de lavă ulterioare exploziei au format o pânză de 562 km². Un exemplu similar este cel al erupției vulcanului *Krakatoa*, din 1883. Cenușa s-a ridicat la 80 km înălțime și s-a extins pe 800000 km². În Djakarta, la 160 km distanță de locul erupției, norii de cenușă au fost așa de denși încât s-a făcut întuneric în mijlocul zilei. În cazul erupției vulcanului *Somma (Vezuviu)* din 79 BC, căderile de cenușă (care au distrus și orașele Pompei și Herculaneum) au acoperit o suprafață de peste 350 km² (fig. 48).

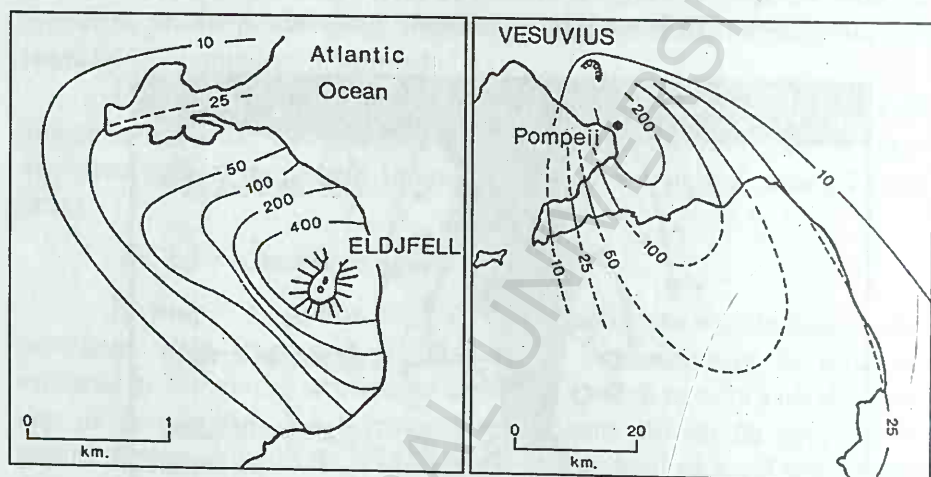


Fig. 48. Suprafața și grosimea stratului de cenușă depusă în timpul erupției vulcanilor Eldjfell (Islanda, 1973) și Vezuviu (79 BC); grosimea este redată prin izolinii, în centimetri (Hall, 1996, după Booth, 1979, respectiv Lirer et al., 1973).

IV.1.2.3. Curgeri de cenușă

Există situații în care o mare cantitate de material piroclastic începe să curgă cu viteză foarte mare pe flancurile unui vulcan. Astfel de curgeri pot apărea în trei situații distincte:

- ✓ are loc colapsul unei coloane de erupție foarte densă (fig. 49, 50);
- ✓ se produce avalanșa cenușii fierbinți acumulată pe versanții vulcanului;
- ✓ are loc curgerea unei magme spumoase (maggă expandată prin degajarea gazelor în momentul ieșirii acesteia la suprafață).

Colapsul unei coloane de erupție determină apariția “*norilor arzători*”. Aceștia apar sub forma unui val uriaș de gaze fierbinți și particule

fine, dispersate, care se deplasează cu viteză foarte mare pe flancul unui vulcan. Densitatea norului arzător este variabilă. În partea superioară, materialul piroclastic aflat în suspensie este mai fin și în cantitate mai mică. Conținutul în material piroclastic cât și dimensiunea particulelor cresc spre bază astfel încât baza norului arzător constituie o curgere de cenușă. Observarea norilor arzători a arătat că ei sunt invariabil asociați cu curgeri de material piroclastic în lungul suprafeței terenului.

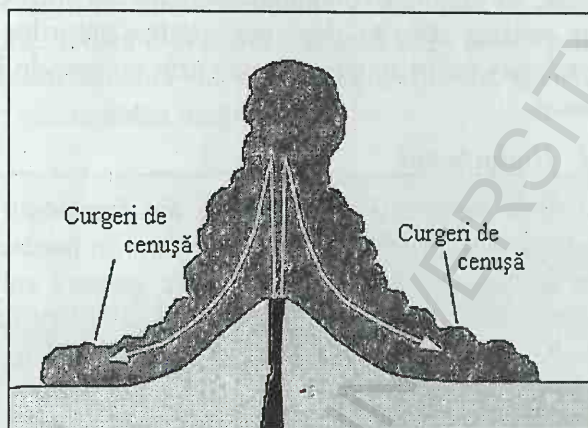


Fig. 49. Formarea norului arzător și a curgerii de cenușă prin colapsul unei coloane de erupție.

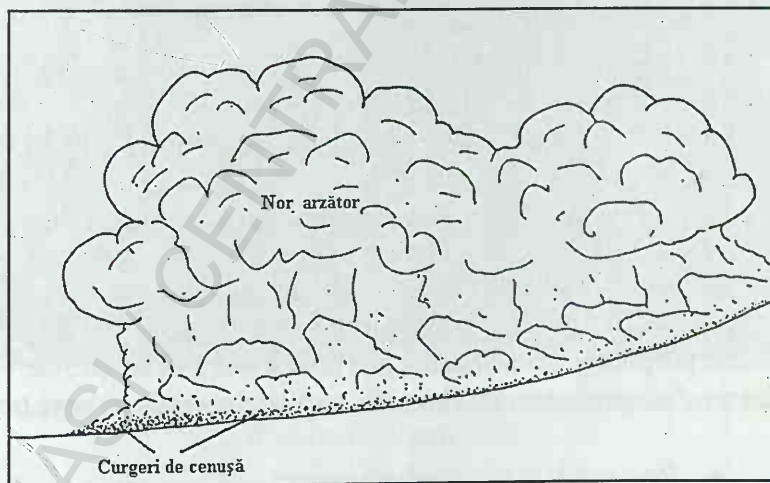


Fig. 50. Norul arzător și curgerea de cenușă formate în urma erupției din 1903 a vulcanului *Mont Pelée* din Martinica (schiță realizată după o fotografie făcută de Lacroix; din Hall, 1996).

Studiul provinciilor vulcanice vechi a permis identificarea unor tufuri de o factură aparte, numite *tufuri sudate* (eng. welded tuffs). Acestea conțin particule de sticlă vulcanică care s-au acumulat la o temperatură așa de ridicată încât s-au sudat între ele.

În 1930, Marshall a introdus termenul "*ignimbrite*" pentru a denumi rocile riolitice din Noua Zeelandă (regiunea Taupo-Rotorua), formate pe seama norilor arzători. Ulterior termenul a fost larg utilizat fie ca un sinonim al tufurilor sudate, fie datorită conotației genetice. Și în prezent termenul este utilizat cu sensuri diferite deși majoritatea autorilor consideră că ignimbritele reprezintă tufuri sudate formate prin curgeri de lave spumoase sau de piatră ponce.

IV.1.2.4. Hialoclastite

Hialoclastitele reprezintă roci formate din fragmente rezultate prin fărâmițarea și alterarea sticlelor vulcanice care vin în contact cu apa rece. Cele mai multe hialoclastite s-au format prin curgeri submarine (fiind asociate cu pillow-lave) dar se cunosc și hialoclastite formate în urma efuziunii lavei sub gheață.

IV.1.3. Lavele

Comportamentul dinamic al lavelor este determinat în principal de vâscozitatea lor. Efuziunea lavelor fluide are loc sub forma unor *curgeri de lavă* iar cea a lavelor vâscoase sub forma *domurilor de lavă*.

IV.1.3.1. Curgeri de lavă

Curgerea lavei are loc sub acțiunea gravitației și poate avea loc pe o anumită direcție, rezultând curgeri de lavă de formă alungită, sau în suprafață, când se formează pânzele de lavă.

Lavele cele mai fluide sunt lavele mafice hiperalcaline și cele carbonatice. De exemplu, în cazul erupției din 1977 a vulcanului *Niragongo* (Zair), un lac de lavă melilit-nefelinitică de 20 milioane m³ a fost deversat pe o suprafață de 20 km² în mai puțin de o oră. Lava a fost atât de fluidă încât în unele porțiuni grosimea pânzei de lavă a fost mai subțire de 1 mm.

În cazul curgerilor *subaeriene* de lavă bazică se deosebesc trei tipuri de lave:

- *lave cordate sau lave pahoehoe*;
- *lave "aa"*;
- *lave în blocuri*.

Lavele cordate se prezintă ca o masă contorsionată, cu suprafețe sticloase, rotunjite și ondulate (fig. 51). Lavele *aa* reprezintă acele curgeri

de lavă care au partea superioară fragmentată. Fragmentele sunt neregulate, au dimensiuni, cel mai adesea, de ordinul centimetrilor iar suprafața lor este rugoasă. Lavele în blocuri sunt de asemenea fragmentate în partea superioară și în frontul curgerii, însă fragmentele individuale reprezintă blocuri poliedrice iar suprafața lor este mai netedă și mai puțin aspră. Lavele pahoehoe sunt slab cristalizate sau sticloase și conțin numeroase cavități de dimensiuni mici, adesea sferice. Lavele în blocuri sunt în general bine cristalizate și conțin un număr redus de goluri, însă de dimensiuni mari și formă neregulată. Există o gradație continuă între lavele pahoehoe, aa și în blocuri. Manifestarea unuia sau altuia dintre cele trei tipuri de curgeri este determinată de vâscozitatea magmei.

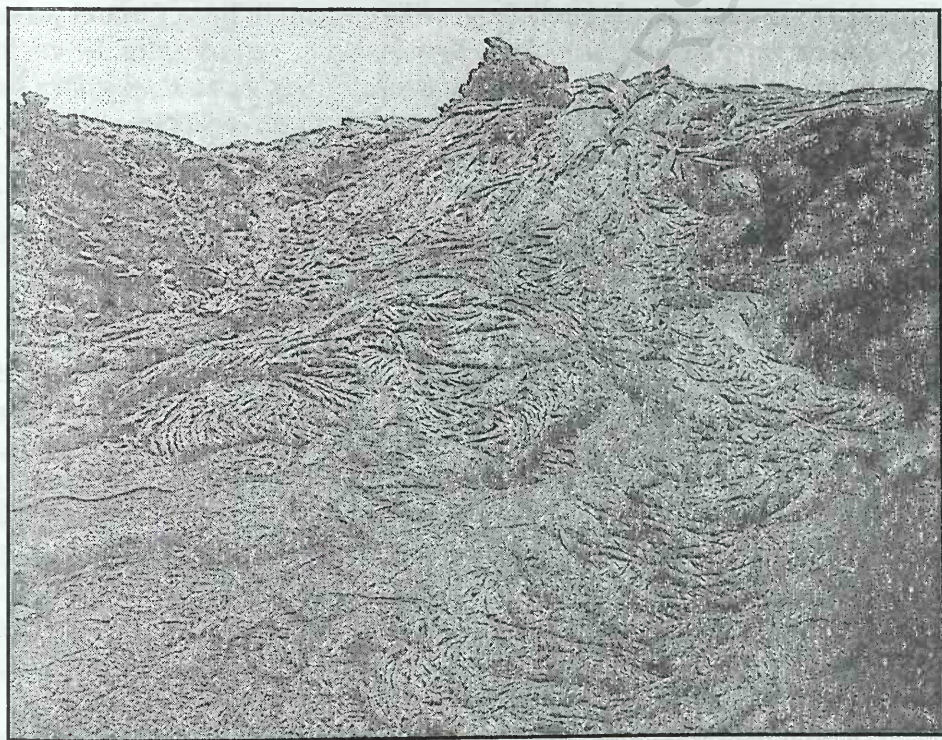


Fig. 51. Curgere de lavă cordată sau *pahoehoe*, Kilauea, Hawaii (din Ehlers și Blatt, 1982, după Green și Short, 1971;).

În timpul unei erupții pot avea loc revărsări succesive de lavă. Acestea formează o *unitate de curgere* deoarece curgerile individuale sunt practic contemporane.

În foarte multe lave, datorită contracției prin răcire se formează sisteme de fisuri care imprimă masei de lavă anumite particularități

structurale. În unele cazuri se formează un sistem de fisuri paralele cu direcția curgerii care crează aspectul de stratificație. Alteori se dezvoltă mai multe sisteme de fisuri care împart lava în blocuri paralelipipedice (cu aspect de zid) sau coloane prismatice. Acestea din urmă sunt hexagonale și mai rar tetragonale sau pentagonale. Separația în coloane este caracteristică lavelor bazaltice însă sunt cunoscute și coloane de andezite bazaltice. Un exemplu celebru de coloane bazaltice este "*Șoseaua Giganților*" din nordul Irlandei. În România, bazalte columnare se găsesc în mai multe locuri dintre care menționăm Detunata (Munții Apuseni), valea Firizei (lângă Baia Mare), Malnaș etc.

Pentru erupțiile subacvatice de lave, forma caracteristică a curgerii este cea de *pillow-lavă*. Aceasta constă dintr-o masă de corpuri de formă elipsoidală sau cu aspect de pernă (eng. *pillow* – pernă). Baza fiecărei perne ia forma pernei inferioare ca poziție. Dimensiunile variază între 10 cm și circa 6 m iar interstițiile pot conține sedimente. Suprafața exterioară este sticloasă. Frecvent, pillow-lavele trec lateral sau în adâncime, în lave masive. Petrografic, cel mai adesea sunt reprezentate prin bazalte sau spilite, dar se cunosc și pillow-lave intermediare (andezitice și trahitice). Deși majoritatea pillow-lavelor s-au format în mediul subacvatic (marin, mai rar lacustru), se cunosc și pillow-lave formate în mediul subnival.

IV.1.3.2. Domuri de lavă

Curgerile de lave felsice, cum sunt cele riolitice sau trahitice, sunt foarte rare, cu excepția lavelor spumoase. În majoritatea cazurilor, lavele felsice sunt atât de vâscoase încât ele nu curg sub acțiunea gravitației. Din acest motiv efuziunea lor are loc numai dacă sunt împinse în sus datorită presiunii din canalul de alimentare a vulcanului. Lava se acumulează deasupra craterului sub forma unei protuberanțe, numită *dom de lavă* (eng. *lava dome*), *cupolă* sau *dom vulcanic* (fig. 52). Suprafața domurilor este în general foarte rugoasă și cu numeroși spini. Blocuri de lavă aproape solidă se desprind de pe suprafața laterală și se acumulează la baza domului sub formă de brechie.

Domurile de lavă au forma exterioară dependentă de vâscozitatea lavei. Pentru lavele de o vâscozitate extremă, domurile se apropie ca formă de un spin (fig. 84). În cazul lavelor mai puțin vâscoase, are loc și o curgere laterală, rezultând un dom foarte aplatizat sau chiar o curgere scurtă de lavă. De exemplu, în cadrul complexul vulcanic *Tarawera* din Noua Zeelandă se disting atât domuri cât și curgeri scurte de lavă (fig. 53, 54).

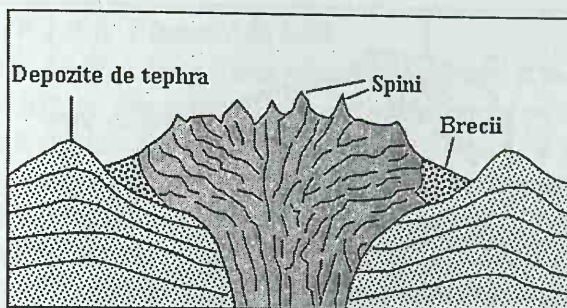


Fig. 52. Secțiune transversală printr-un dom de lavă.

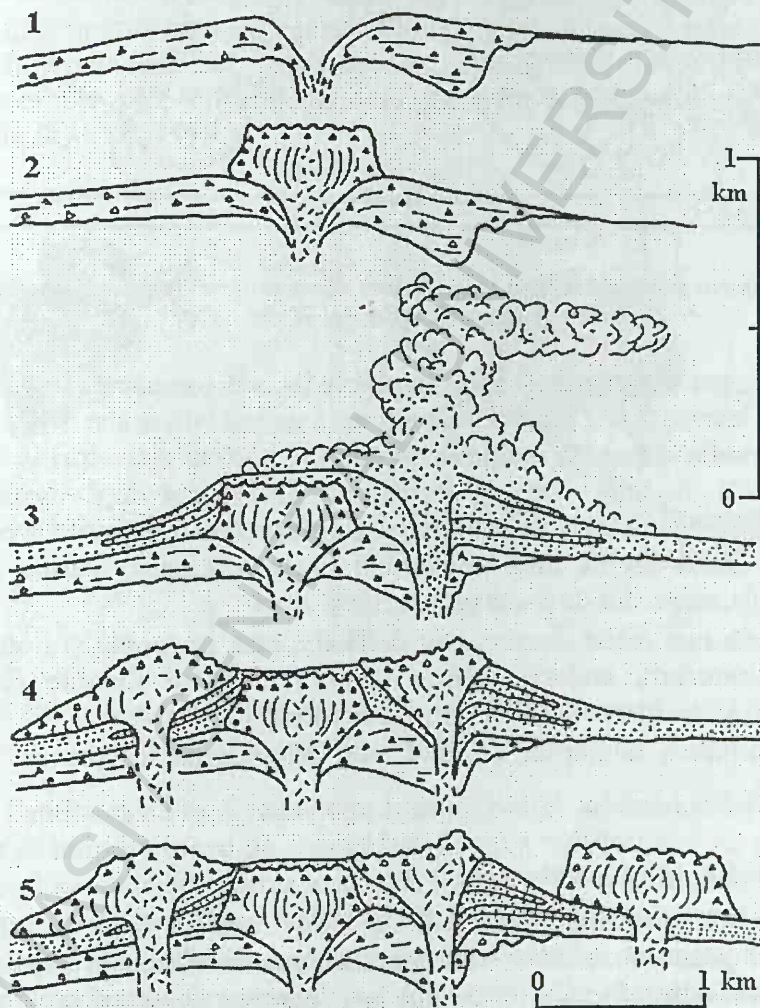


Fig. 53. Succesiunea de formare și diferite morfologii ale unor domuri riolitice din cadrul complexului vulcanic Tarawera din Noua Zeelandă (din Hall, 1996, după Cole, 1970).

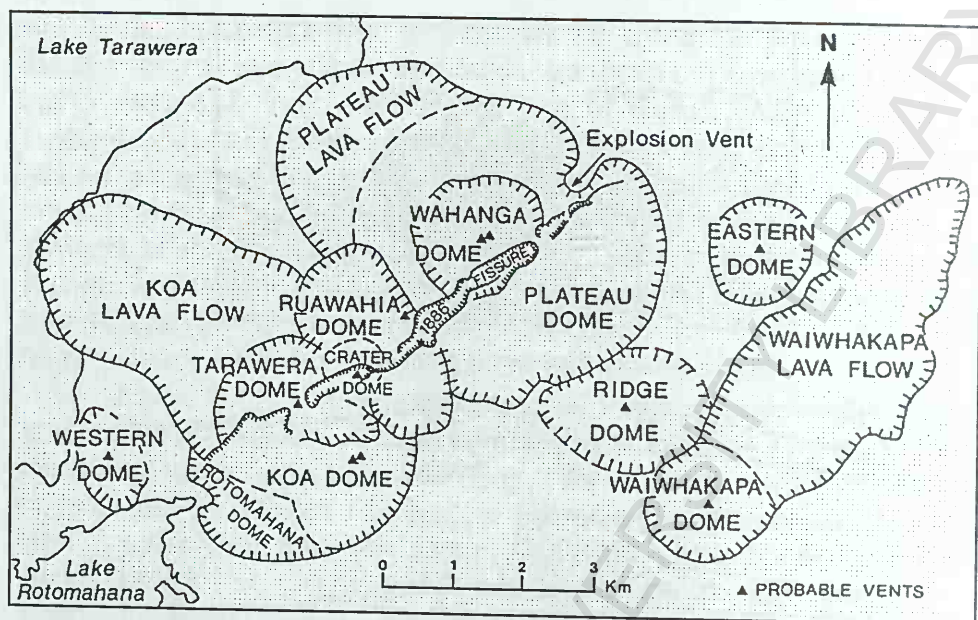


Fig. 54. Domuri riolitice și curgeri scurte de lavă, complexul vulcanic Tarawera din Noua Zeelandă (din Hall, 1996, după Cole, 1970).

Creșterea domului de lavă este foarte înceată comparativ cu viteza de curgere a lavelor fluide (bazice). De exemplu domul vulcanului *Santa Maria* din Guatemala a ajuns la înălțimea de 500 m (1200 m diametru) în doi ani (1922-1924). În multe cazuri, domul este dezintegrat după formare iar materialul se acumulează la baza pantei sub forma unor depozite brecioase. Colapsul domurilor de mari dimensiuni poate determina apariția norilor arzători și a curgerilor de material piroclastic.

Cele mai multe domuri sunt de riolite însă se cunosc și domuri de dacite (*Santorini*), andezite (*Mont Pelée*), trahite și fonolite (insulele Ascension și Sf. Elena, Masivul Central Francez).

Formarea domurilor de lavă sunt întotdeauna însoțite de erupții explozive.

IV.1.4. Masive vulcanice

Există patru tipuri principale de forme rezultate în urma activității vulcanice: *platouri de lavă*, *vulcani scut*, *strato-vulcani* și *depozite de pânze piroclastice*. Fiecare tip conține lave, material piroclastic și intruziuni (silluri, dyke-uri), deosebindu-se prin proporțiile relative și compoziție.

IV.1.4.1. Platouri de lavă

Platourile de lavă (eng. *lava plateaux*), numite și *bazalte de platou* (eng. *flood basalts*), se formează în urma efuziunii unor volume foarte mari de lavă bazaltică extrem de fluidă, care a curs suficient de ușor pentru a da naștere la pânze de lavă cu extindere foarte mare. Activitatea explozivă este total subordonată efuziunilor liniștite de lavă. Injecția lavei în pânzele de lavă consolidată poate fi extensivă, formându-se numeroase silluri de bazalte. Bazaltele tholeitice sunt rocile predominante. Asociate cu acestea mai pot apărea diverse tipuri petrografice, de la riolite până la roci alcaline de tipul nefelinitelor. Cantitativ, dintre acestea predomină bazaltele alcaline, uneori în proporții aproape egale cu bazaltele tholeitice (exemplu, platoul etiopian). Există un număr redus de platouri de bazalte, dintre care cele mai bine cunoscute, probabil, sunt platoul *Deccan* din India și platoul *Columbia River* din SUA (fig. 55).

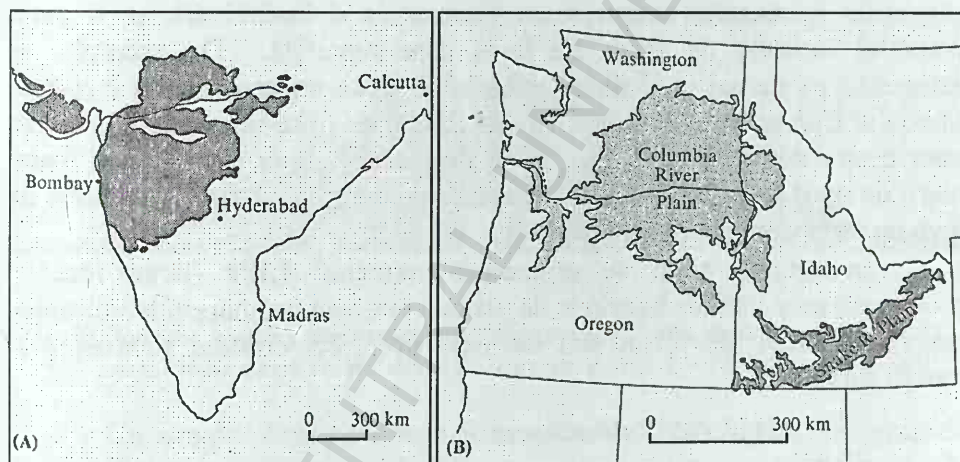


Fig. 55. Platourile de bazalte *Deccan* și *Columbia River* (din Ehlers și Blatt, 1982, după Macdonald, 1972).

Cantitatea de lavă emisă este imensă. Astfel, se consideră că platoul *Deccan* se întindea inițial pe o suprafață de circa 500.000 km^2 iar grosimea sa atinge 2000 m în apropierea localității Bombay. Valorile aproximative ale suprafețelor inițiale ale unor platouri de bazalte sunt redată în tabelul 4.

Dimensiunea foarte mare a curgerilor de lavă a necesitat un interval mare de timp pentru formarea platourilor de lavă. De exemplu, acumularea lavelor platoului *Columbia River*, cel mai mic dintre exemplele prezentate anterior, a durat 10 milioane de ani.

Tabelul 4.
Principalele provincii cu bazalte de platou (Hall, 1996).

<i>Platoul</i>	<i>Suprafața inițială (km²)</i>	<i>Vârsta</i>
Siberian	2.500.000	Permian – Triasic
Karoo (Africa de Sud)	2.000.000	Jurasic
Parana (America de Sud)	1.200.000	Cretacic
Etiopian	750.000	Oligocen – Miocen
Deccan	500.000	Cretacic – Eocen
Columbia River	160.000	Miocen

Se consideră că platourile de bazalte s-au format în urma unor erupții fisurale. În Islanda au fost observate efuziuni fisurale de lavă. De asemenea, platourile de bazalte conțin roiuri imense de dyke-uri care ar fi putut constitui canalele de acces ale lavei spre suprafață. De exemplu, se estimează că numai unul dintre roiurile de dyke-uri asociate cu bazaltele platoului *Columbia River* conține peste 21000 de dyke-uri. Totuși, prezența unor centre intruzive largi (care par a fi rădăcinile unor vulcani scut foarte mari, de tipul celor din Islanda) ar putea constitui o dovadă că efuziunile de lavă nu au fost numai de tip fisural.

În ultimul timp se utilizează termenul **LIPs** (large igneous provinces) care include bazaltele de platou continentale, marginile vulcanice pasive, bazaltele de platou din bazinele oceanice, crestele submarine și munții submarini.

IV.1.4.2. Vulcanii scut

Sunt formați din curgeri subțiri (1 – 10 m) de lavă fluidă, revărsată în jurul unui coș vulcanic (fig. 56). Au forma unui con foarte aplatizat iar conturul este aproape circular sau oval. Vulcanii scut sunt în principal bazaltici iar materialul piroclastic este cu totul subordonat. Cei mai mulți vulcani scut se găsesc în aria oceanică, vulcanii hawaiieni fiind caracteristici. Un număr redus se află și în Islanda și în estul Africii.

IV.1.4.3. Strato-vulcanii

Sunt constituiți dintr-o alternanță de curgeri de lavă și material piroclastic (fig. 57). Panta este neuniformă, fiind mai mică la extremități (6 – 10°) și mai mare spre vârful conului, uneori depășind 30°. Structura vulcanului este foarte complexă. Pe lângă curgerile de lavă și nivelele de

material piroclastic apar și numeroase dyke-uri și silluri. De asemenea, erupțiile explozive cauzează adesea apariția unor noi fisuri și canale de alimentare secundare, în vârful și pe flancurile conului original apărând conuri mai mici, în principal de cenușă. Cei mai mulți strato-vulcani sunt andezitici însă există și erupții mai acide sau bazice.

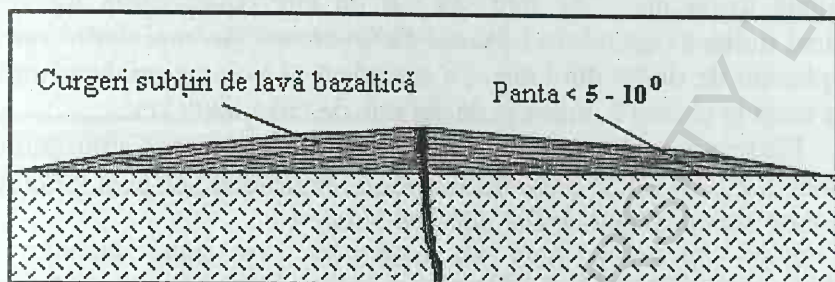


Fig. 56. Secțiune transversală ipotetică printr-un vulcan scut.

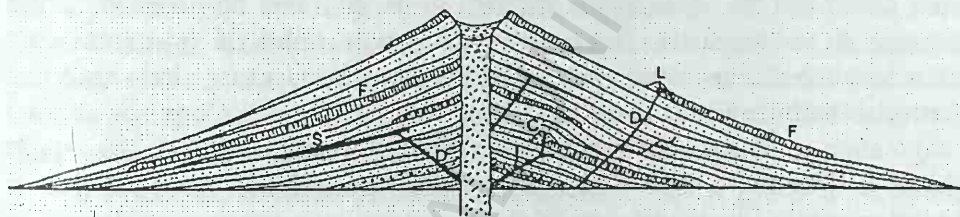


Fig. 57. Secțiune ipotetică printr-un strato-vulcan (din Hall, 1996, după Macdonald, 1972).

C – con secundar acoperit; D – dyke; F – curgere de lavă; L – con secundar; S – sill

Un strato-vulcan tipic este *Santorini*, din Marea Egee. Un grup de insule, dintre care Thera și Therasia sunt mai importante, sunt dispuse în jurul unei caldere de mari dimensiuni. Alternanța de curgeri de lavă și nivele piroclastice se poate observa cu ușurință pe falezele abrupte și înalte (circa 350 m) ale celor două insule principale. Succesiunea vulcanică cuprinde bazalte, andezite, dacite și riolite precum și material piroclastic de compoziție corespunzătoare. Cele mai vechi roci au vârsta izotopică de circa 1,6 milioane ani. Evenimentul care a determinat formarea calderei a avut loc în jurul anului 1470 BC. Adâncimea calderei (sub nivelul mării) este de circa 500 m. Depunerile de piatră ponce de pe insule au atins o grosime totală de 60 m. Se consideră că prăbușirea părții superioare a vulcanului și formarea calderei a determinat apariția unor valuri uriașe (*tsunami*) care prin distrugerile provocate asupra insulei Creta au determinat extincția civilizației minoice din Mediterana. Erupțiile care au avut loc în ultimii

2000 de ani au determinat apariția, în partea centrală a calderii, a două insule mici (Nea Kaimeni și Palaia Kaimeni), constând din domuri dacitice suprapuse.

IV.1.4.4. Depozite de pânze piroclastice

În unele regiuni, materialul piroclastic formează nivele cu extindere orizontală foarte mare, de sute sau mii de km². Compoziția lor este în principal riolitică (ignimbrite). Parcul *Yellowstone* este unul dintre cele mai mari platouri de riolite din lume. Se consideră că volumul magmei riolitice care a erupt în ultimii 2 milioane de ani este de circa 6000 km³.

Pânzele piroclastice constituie un foarte bun reper stratigrafic. În România sunt mai multe pânze piroclastice, de diverse vârste și compoziții, dintre care amintim *tuful de Dej*, *tuful de Slănic* etc.

IV.2. Corpuri intruzive

Dinamica magmelor din interiorul litosferei este determinată în principal de gravitație însă morfologia și dimensiunile corpurilor intruzive sunt controlate de vâscozitatea magmei și de diferența de densitate dintre magmă și rocile gazdă. Din acest motiv unele tipuri de intruziuni sunt caracteristice rocilor acide și alcaline (magne vâscoase) iar altele sunt mai frecvent întâlnite în cazul rocilor bazice (magne fluide). Corpurile de roci magmatice amplasate sau intruse printr-un mecanism specific, la un anumit timp și într-un anumit loc, se numesc *intruziuni*. Acestea pot fi bidimensionale (grosime foarte mică comparativ cu extinderea pe direcție și înclinare, cum sunt sillurile și dyke-urile) sau tridimensionale. Acestea din urmă sunt *intruziuni de tip central* și se mai numesc *plutonii*. Sistematica corpurilor intruzive se bazează pe forma, dimensiunile și raporturile stratigrafice ale acestora cu rocile înconjurătoare (sau roci gazdă). Principalele corpuri intruzive sunt sill-urile, dyke-urile, dyke-urile inelare și plutonii clopot, dyke-urile pâlnie și plutonii pâlnie, pânzele conice, lopolitele, facolitele, lacolitele, neck-urile, plutonii diapiri, stock-urile și batolitele.

IV.2.1. Sillurile (eng. *sill* – prag; *flat-lying sheets* – pânze cu extindere orizontală) sunt intruziuni tabulare, dispuse mai mult sau mai puțin orizontal și concordant sau aparent concordant cu stratificația sau foliația rocilor gazdă sau cu suprafețele de transgresiune (fig. 58). Mai sunt denumite *pânze intruzive* sau *filoane-strat*. În mod obișnuit sunt intruziuni de mică adâncime, de compoziție bazică, îndeosebi dolerite și microgabbrouri (magnele bazice fiind mai fluide, pătrund cu mai multă ușurință după planele de discontinuitate mecanică). Grosimea lor variază de

la mai puțin de 1 m până la câteva sute de metri și se pot extinde pe suprafețe ce pot ajunge la câteva mii de km².

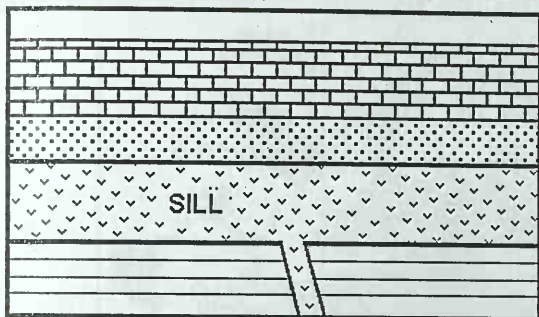


Fig. 58. Schița idealizată a unui sill intrus în formațiuni sedimentare.

Există numeroase intruziuni de mari dimensiuni dintre care menționăm sillurile *Whin* din nordul Angliei (până la 100 m grosime, extindere pe cel puțin 5000 km²), *Palisades* din New Jersey (aproximativ 300 m grosime și extindere pe circa 60 km lungime) și *Gettysburg* din Pennsylvania (600-800 m grosime, 250 km lungime și o lățime de aflorare de circa 2 km). Există însă și complexe de silluri mai reduse ca dimensiuni dar foarte numeroase, a căror grosime totală este mai mare decât cea a celor menționate anterior. Un exemplu clasic este complexul de silluri doleritice din provincia Karoo (Africa de Sud).

Foarte multe silluri prezintă, la contactul cu rocile gazdă din acoperiș și culcuș, o margine foarte subțire, de câțiva milimetri sau centimetri (în funcție de grosimea sillului), cu cristalinitate scăzută (uneori cu aspect sticlos), numită *margine răcită* și formată prin răcirea rapidă a magmei. Spre interiorul sillului se constată o creștere a granulației rocii (magma s-a răcit mai încet iar cristalele au avut timp să se dezvolte) iar în sillurile cu grosime foarte mare a avut loc și un proces de diferențiere (fig. 59).

Marginea răcită (eng. *chilled margin*) este întâlnită și la alte intruziuni (dyke-uri și plutoni pâlnie, lopolite, facolite etc.) și constituie o dovadă certă a formării acestor intruziuni la adâncime mică (în raport cu suprafața terenului din momentul formării) și prin cristalizarea magmei lichide *in-situ*, adică în același loc în care se găsește intruziunea.

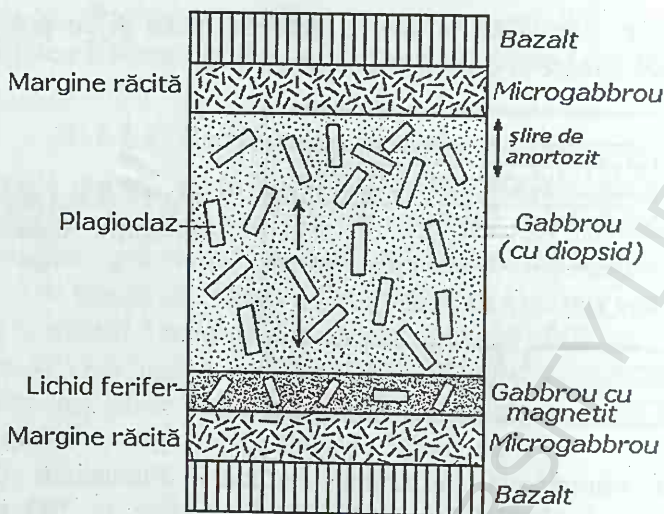


Fig. 59. Secțiune transversală prin sillul diferențiat de la Căzănești – Ciungani (Giușcă, 1974).

Sillul poate fi *simplu*, format în urma unei singure injecții de magmă, sau *multiplu*, dacă a luat naștere prin injecții succesive ale aceleiași magme. La sillurile multiple apar deseori nivele intermediare mai fin cristalizate care marchează planele de injecție repetată. În cazul unor injecții succesive de magme diferite se formează sillul *compus*.

Practic toate sillurile de mari dimensiuni localizate în formațiuni sedimentare sunt concordante cu stratificația doar la scară mică. La scară mare, sillurile variază în grosime și sunt transgresive în raport cu succesiunea stratigrafică, adică sunt discordante în raport cu stratificația. Există două ipoteze privind mecanismul de formare (Bradley, 1965; Meyboom și Wallace, 1978, respectiv Francis, 1982):

- magma este injectată paralel cu suprafața de compensare a presiunii (suprafața pe care presiunea magmei și presiunea litostatică sunt egale); acest model explică foarte bine formarea sillurilor care au suprafața ondulată, zonele mai ridicate care aflorază (fig. 60) corespunzând depresiunilor suprafeței terenului (din timpul formării sillului);

- magma este injectată descendent prin curgere gravitațională, însă la un unghi mic și apoi, pentru atingerea echilibrului hidrostatic, prin ascensiune; în acest caz sillul are grosime maximă în zona mai joasă iar extremitățile sunt mai subțiri și mai ridicate (fig. 61, 62).

Sillurile de bazalte, deși foarte rare, se deosebesc de pânzele de lave bazaltice după următoarele criterii:

- magma sillurilor produce metamorfozarea rocilor gazdă din culcuș și acoperiș;

- sillurile pot prezenta apofize ce străbat rocile gazdă din acoperiș;
- rocile din acoperișul pânzelor de lave pot conține fragmente remaniate de bazalte.

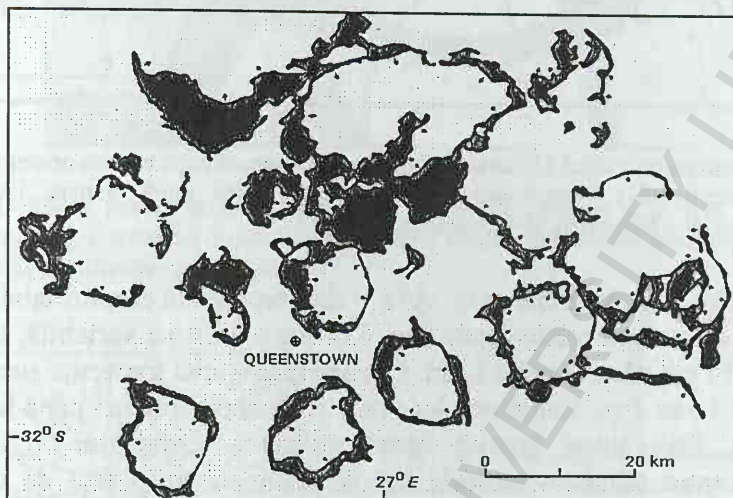


Fig. 60. Suprafețele de aflorare (negru) ale sillurilor doleritice din regiunea Gueenstown din Africa de Sud (din Hall, 1996, după Meyboom și Wallace, 1978)

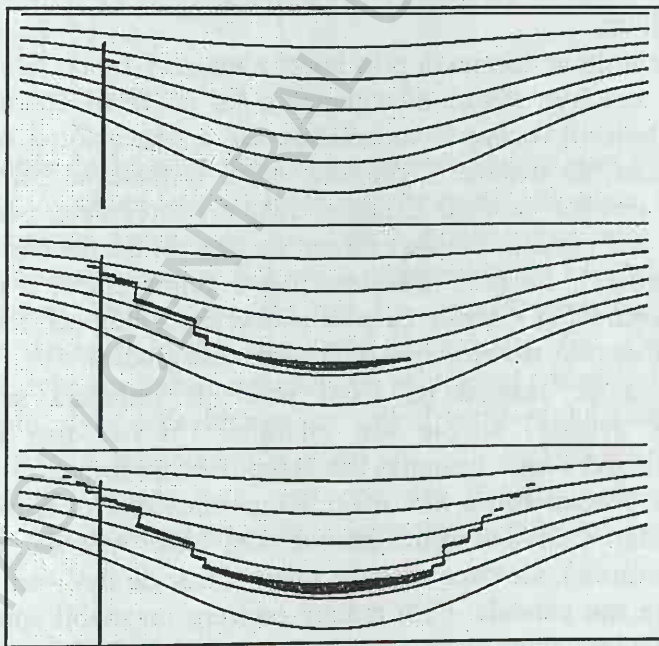


Fig. 61. Etapele de formare a unui sill prin injecție laterală descendentă și apoi ascendentă (din Hall, 1996, după Francis, 1982).

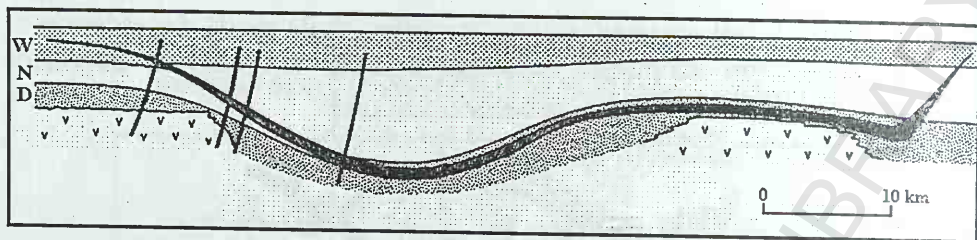


Fig. 62. Secțiune prin sillul *Midland Valley* (Scoția) obținută după re poziționarea orizontală a limitei stratigrafice Westphalian B/C (din Hall, 1996, după Francis, 1982); W – Westphalian, N – Namurian, D – Dinanțian.

IV.2.2. Dyke-urile (eng. *dyke* = dig) reprezintă corpuri tabulare care străpung discordant rocile gazdă (fig. 63). Au o grosime variabilă, de la mai puțin de 10 cm până la peste 1 km. Grosimile cele mai frecvente sunt însă de ordinul a 1 sau 2 m. Lungimea lor poate fi de zeci de metri până la sute de kilometri. Unii autori restricționează utilizarea termenului “dyke” doar pentru corpuri tabulare verticale sau cu înclinare mică față de verticală. Există însă dyke-uri de granite și microgranite dispuse în jurul unor intruziuni granitice de mari dimensiuni, iar unele dintre aceste dyke-uri au înclinare mare față de verticală, de peste 45° . Acestea sunt considerate de unii autori silluri.

Dyke-urile se formează prin injecția magmei fie pe fisuri (fracturi) preexistente deschise (fisuri dilataționale), fie pe fisuri apărute în urma deformării (boltirii) rocilor înconjurătoare sub acțiunea forței de injecție a unei mase mari de magmă. Dyke-urile astfel formate au pereții plani și paraleli sau aproape paraleli. Există și dyke-uri neregulate, pereții nefiind nici plani și nici paraleli. Ele s-au format fie prin dislocarea pasivă a rocilor gazdă (“*stoping*”), fie prin injectarea, într-o primă etapă, a gazelor sub presiune (*gas-drilling* – forare cu gaz) și ulterior, a magmei. La dyke-urile formate prin *stoping*, trecerea spre roca gazdă este gradată.

Injecția de magmă pe fisuri poate fi singulară sau repetată, formându-se dyke-uri simple sau multiple. Un caz mai aparte este reprezentat de dyke-urile compuse sau compozite. Se formează prin injecții succesive pe aceeași fisură însă magma mai nouă este diferită de magma veche (inițială). Cele mai spectaculoase sunt însă “*roiurile*” de dyke-uri (eng. *dyke swarms*), alcătuite dintr-un mare număr de dyke-uri. Dyke-urile pot fi radiare sau paralele. Cele radiare converg invariabil spre un centru vulcanic sau o intruziune magmatică de dimensiuni mari (fig. 64).

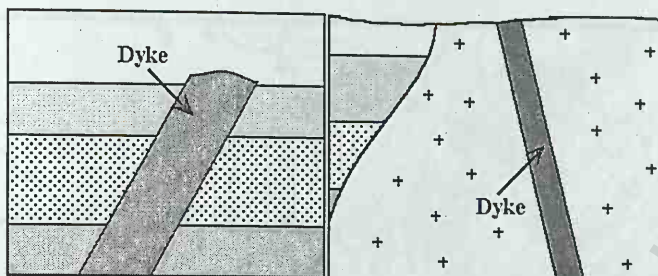


Fig. 63. Dyke-uri intruse în roci sedimentare stratificate (stânga) și în roci magmatice masive (dreapta). Caracterul discordant este valabil numai pentru dyke-urile intruse în roci care prezintă stratificație sau lineajie.

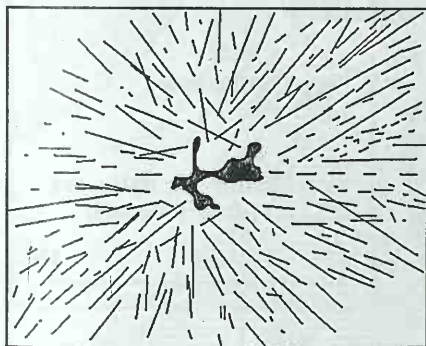


Fig. 64. Schița unui roi de dyke-uri inelare dezvoltat în jurul unui centru intruziv.

Roiurile de dyke-uri lineare au extindere mare și sunt concentrate fie în jurul unor intruziuni largi, fie în jurul unor centre vulcanice. De exemplu, dyke-urile lineare terțiare din sud-vestul Angliei (provincia terțiară) se extind pe o distanță de peste 400 km și formează roiuri în jurul a trei centre intruzive: *Arran*, *Mull* și *Skye* (fig. 65). Un exemplu asemănător este cel al roiurilor de dyke-uri lineare din vestul Scoției (fig. 66). Cea mai mare densitate de dyke-uri lineare o au roiurile aparținând complexelor ofiolitice. Spre exemplu, dyke-urile lineare din cadrul complexului ofiolitic *Troodos* sunt așa de dese încât rocile gazdă ocupă mai puțin de 10% din volum.

Erupțiile lineare, cum sunt cele din Hawaii și Islanda, se vor transforma, după încetarea activității magmatice, în dyke-uri lineare.

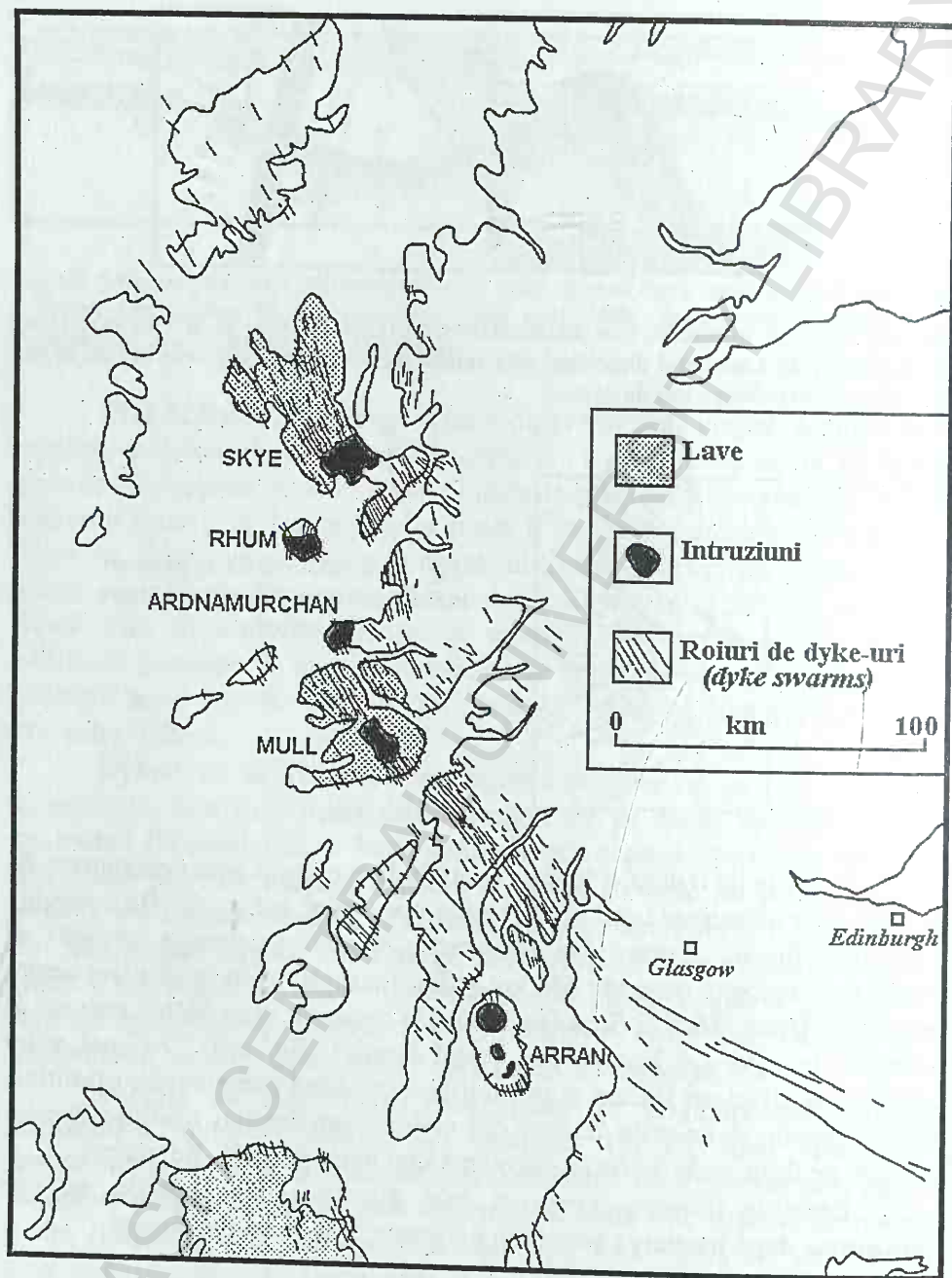


Fig. 65. Roiuri de dyke-uri terțiare din Anglia (Hall, 1996).

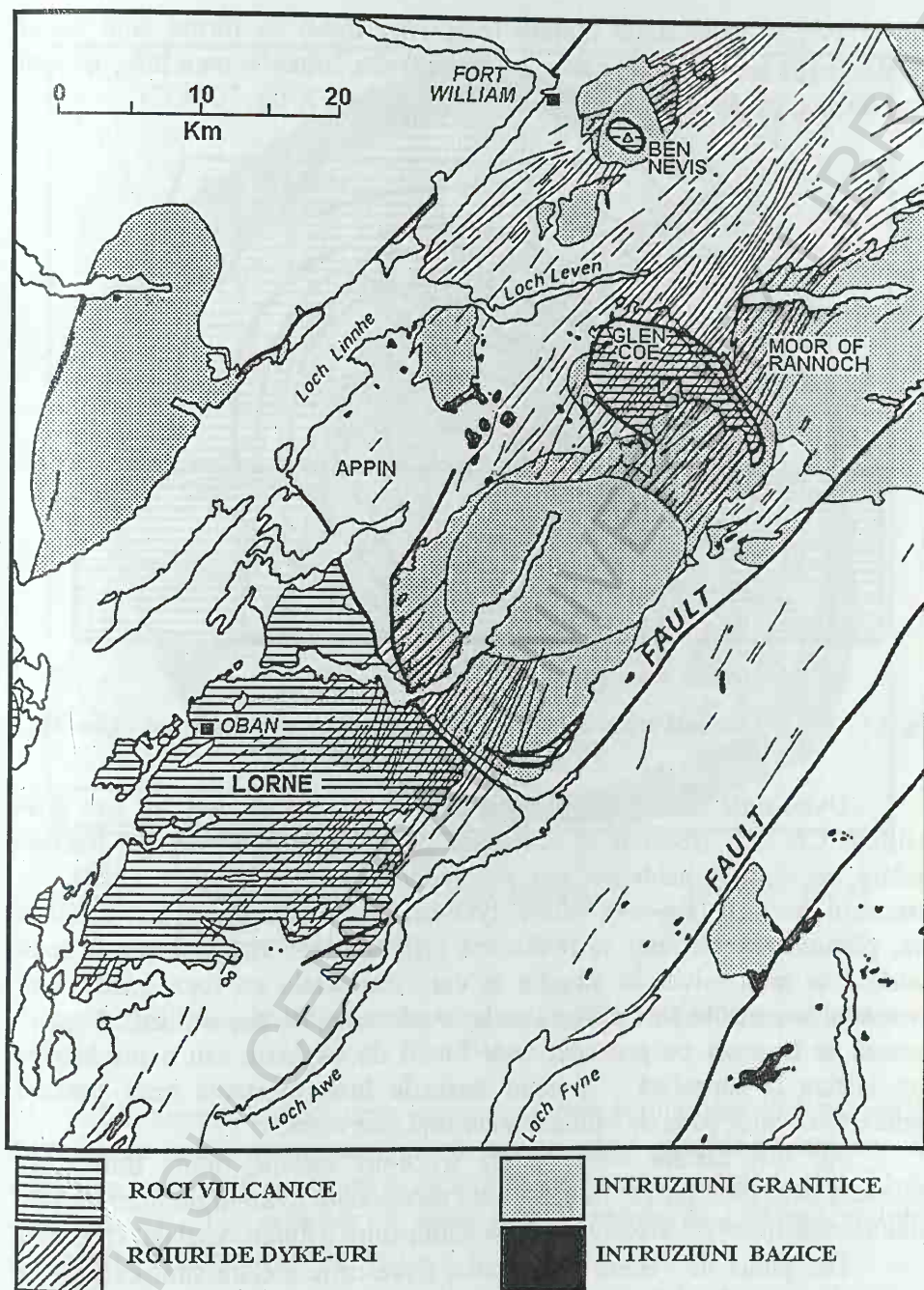


Fig. 66. Roiuri de dyke-uri din vestul Scoției (din Hall, 1996, după Groome și Hall, 1974).

IV.2.3. Dyke-urile inelare (eng. *ring dyke*) au forma unui halou tronconic (cu baza mare în partea inferioară) sau cilindric, care înfășoară un bloc de rocă gazdă care a suferit o subsidență (fig. 67; fig. 70-A,C).

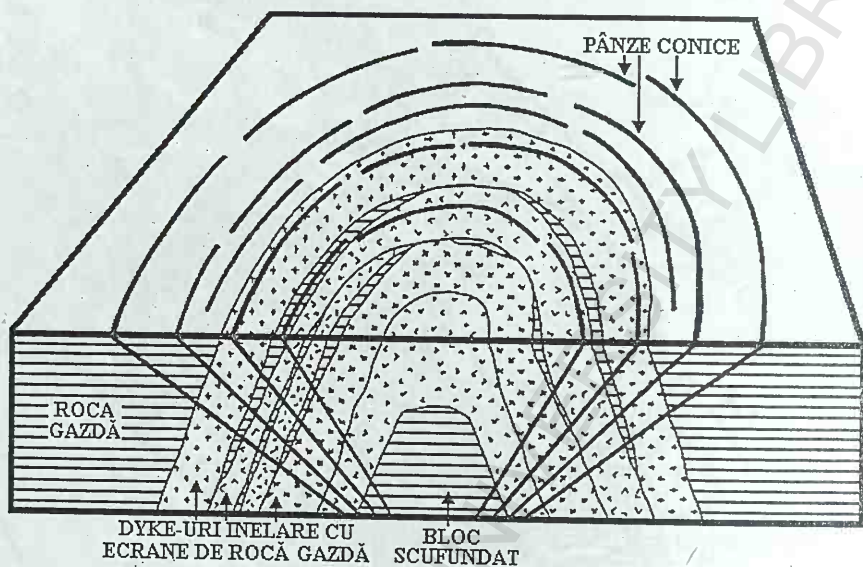


Fig. 67. Secțiune idealizată printr-un complex de dyke-uri inelare și pânze conice (din Hall, 1996, după Richey, 1932).

Dyke-urile inelare se pot forma prin subsidență, stoping sau gas-drilling. Cel mai frecvent se formează prin injecția magmei pe fracturi inelare, în urma subsidenței sau scufundării blocului de rocă gazdă din interiorul fracturii (fig. 67). Multe dyke-uri inelare sunt verticale. În acest caz, pătrunderea magmei se realizează prin stoping, însă trecerea la roca gazdă este progresivă. În situația în care contactele cu roca gazdă sunt tranșante, se consideră că dyke-ul inelar s-a format prin gas-drilling. Această ipoteză se bazează pe prezența unor brecii de explozie sau a produselor piroclastice la suprafață. În toate cazurile însă, existența unor fracturi inelare sau a unor zone de minimă rezistență este certă.

Au fost cartate foarte multe dyke-uri inelare, multe dintre ele devenind exemple clasice. În acest sens menționăm dyke-ul de nordmarkite (sienite cuarțifere) de *Albany* din New Hampshire (Munții Apalași) (fig. 68).

Din punct de vedere petrografic, dyke-urile inelare sunt extrem de variate însă predomină rocile acide, intermediare și alcaline. Magmele bazice au densitate mare și probabil acesta este motivul pentru care sunt mai puțin frecvente dyke-urile inelare de roci bazice (blocul de rocă din interiorul fracturii inelare, fiind mai ușor, nu se scufundă).

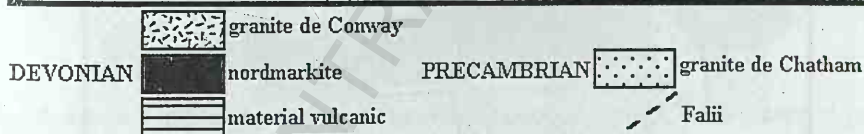
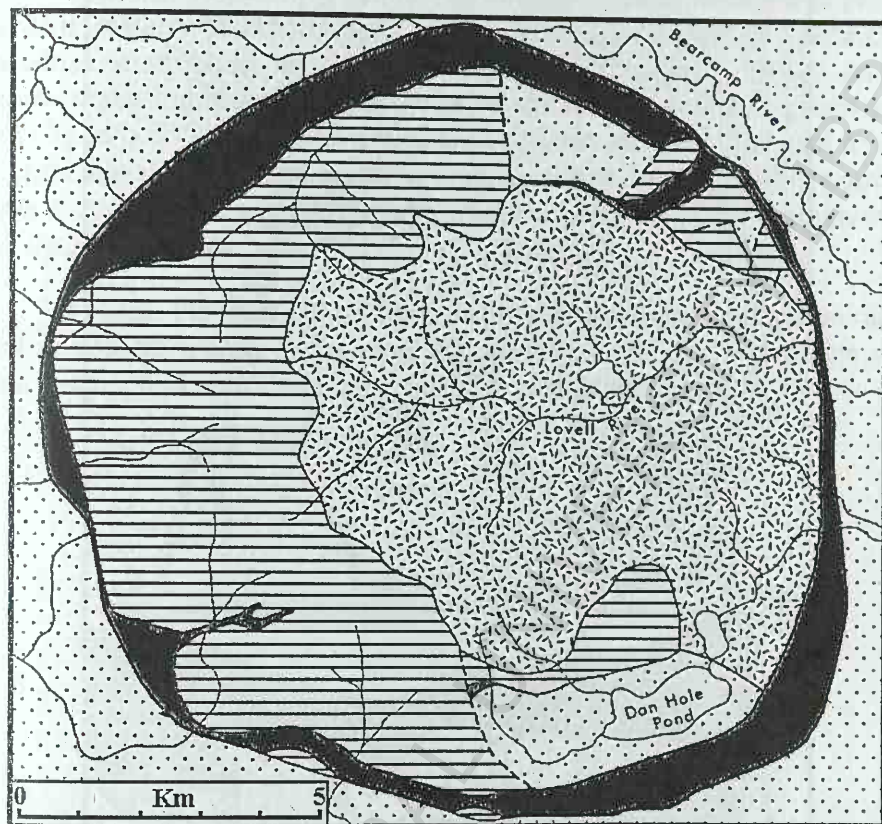


Fig. 68. Dyke inelar, New Hampshire, Munții Apalași (din Hall, 1996, după Kingsley, 1931).

La suprafață, dyke-urile inelare pot avea forma unui inel sau pot fi discontinue sau incomplete. Există situații când subsidența are loc la adâncime mare, fără ca structura inelară să intersecteze suprafața (fig. 70-A, secțiunea 2) . Un exemplu în acest sens îl reprezintă plutonul granitic *Brandberg* din Namibia (fig. 69).

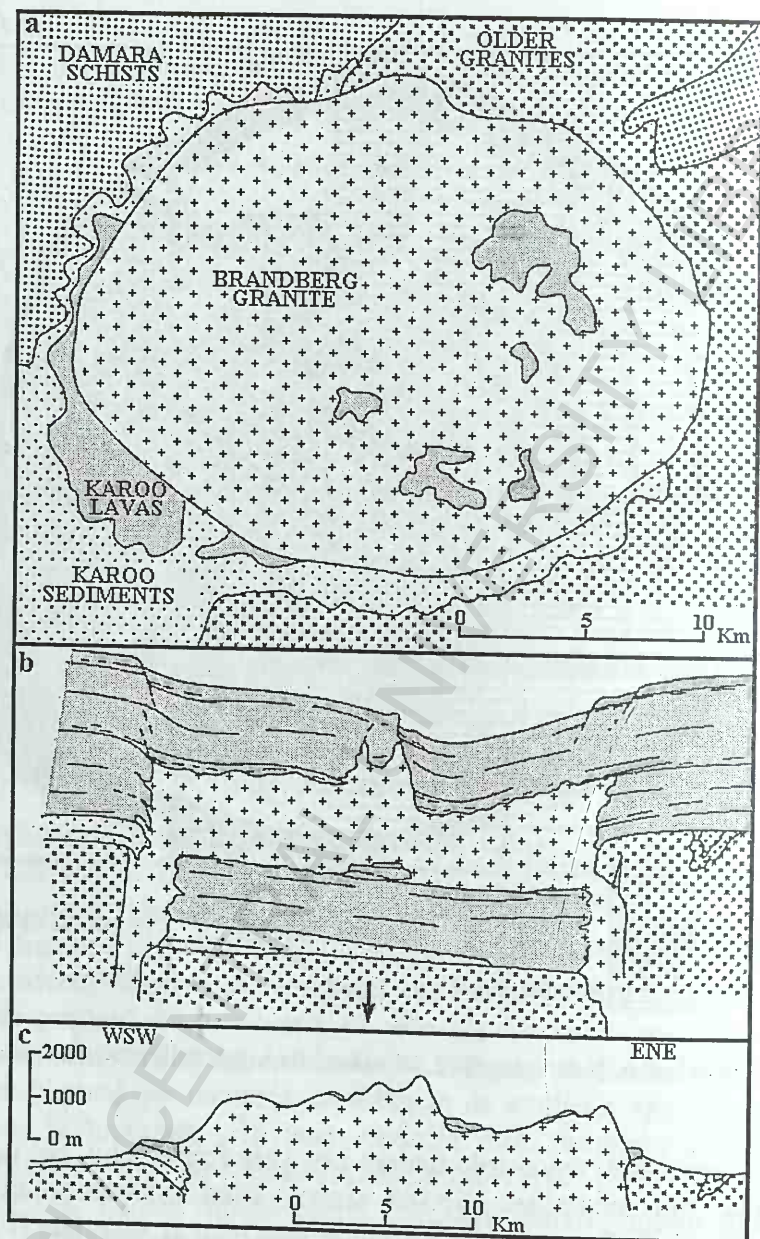


Fig. 69. Schița geologică (a) și secțiuni ipotetice (b, c) prin plutonul granitic *Brandberg* din Namibia (din Hall, 1996, după Korn și Martin, 1954; Hodgson, 1973).

În prima fază are loc subsidența blocului central și injecția magmei în spațiul liber (fig. 69, secțiunea *b*). Ulterior, acoperișul dyke-ului inelar va fi intersectat de suprafața de eroziune și va apărea sub forma unui pluton circular (fig. 69, schița geologică *a* și secțiunea *c*).

Schematic, modul de aflorare al unui dyke inelar depinde de poziția fracturii inelare în raport cu suprafața și de gradul de îndepărtarea a acoperișului structurii inelare prin eroziune. Astfel, dacă fractura inelară intersectează suprafața, dyke-ul inelar va avea, la suprafață, aspectul unui inel (fig. 68) iar petrografic va fi alcătuit din roci afanitice. În cazul în care fractura inelară nu intersectează suprafața, se pot întâlni două situații, în funcție de gradul de eroziune a părții superioare (fig. 69, fig. 70, secțiunea 1 sau fig X - secțiunea 2)

IV.2.4. Plutonii clopot (eng. *bell-jar plutons*) sunt intruziuni de tip central și se formează, la fel ca și dyke-urile inelare, prin subsidența unui bloc central, însă subsidența are o amploare mai mare (fig 70-B,D).

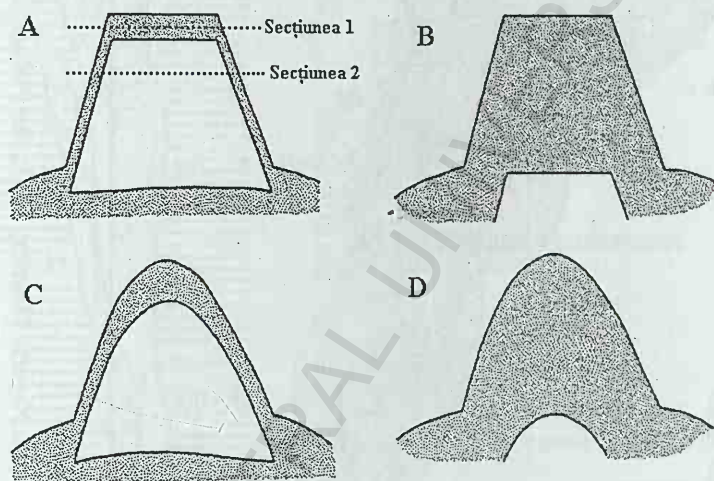


Fig. 70. Secțiuni ipotetice prin diverse tipuri de dyke-uri inelare (A, C) și plutoni clopot (B, D) (Hall, 1996).

Uneori dyke-urile inelare și plutonii clopot se asociază iar dacă dispunerea lor este concentrică atunci formează **complexe inelare**. Complexele inelare pot avea aspectul unui ciorchine sau, dacă are loc o migrare a episoadelor de erupție, pot fi dispuse în lungul unei linii.

Există situații când injecții repetate de magmă în același punct (focar) pot determina apariția unor intruziuni cu aspect de dyke inelar, dispuse concentric. Deosebirea dintre dyke-urile inelare propriu-zise și intruziunile inelare constă în absența ecranelor de roci gazdă în cazul intruziunilor inelare. Pentru a deosebi complexe de dyke-uri inelare de complexe de intruziuni inelare, Pitcher și Berger (1972) au introdus, pentru ultimele, termenul "**complexe centrate**". Complexul *Sara-Fier* din Nigeria (fig. 71) constituie un exemplu extrem de sugestiv în acest sens.

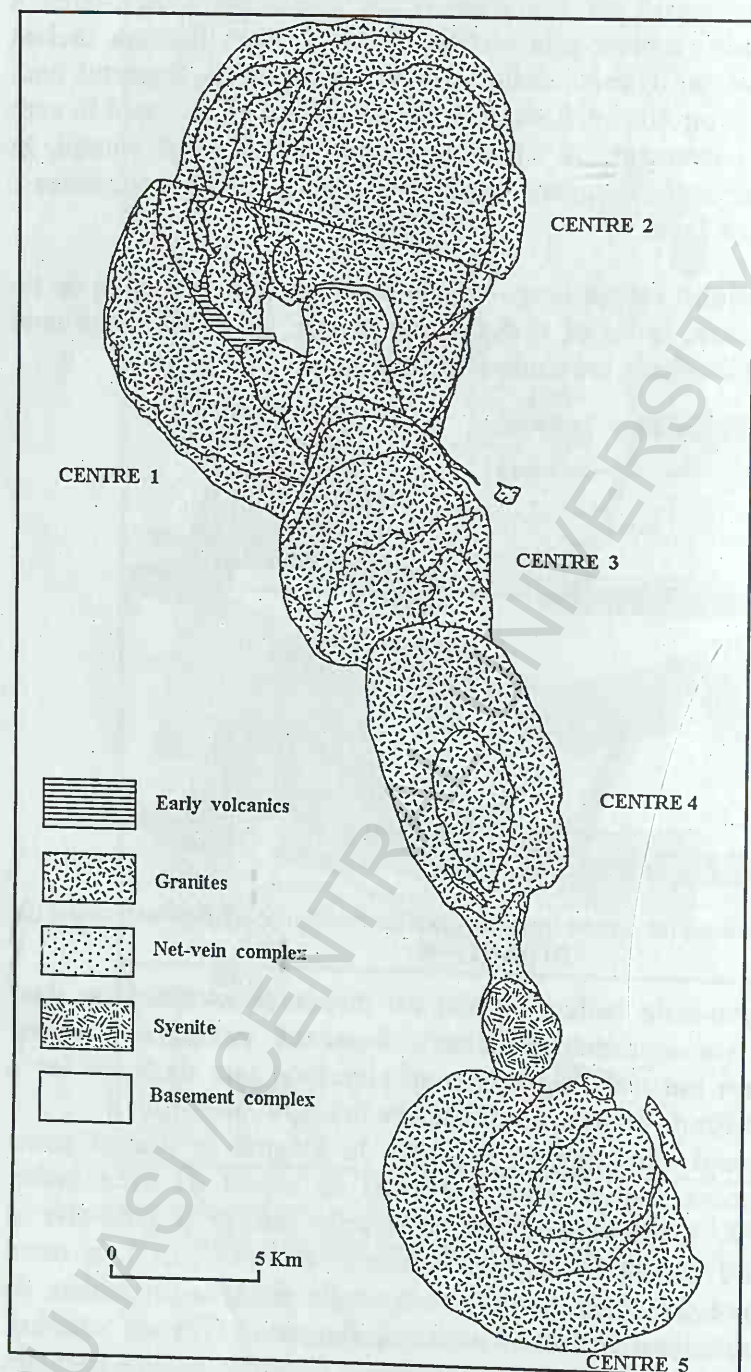


Fig. 71. Complexul *Sara-Fier* din Nigeria (Turner, 1963; din Pitcher, 1997). Fiecare centru intruziv constituie un complex inelar format din intruziuni inelare concentrice formate prin injectii succesive de magmă în același focar.

IV.2.5. Dyke-urile pânlie (eng. *funnel dyke*) sunt dyke-uri care prezintă spre partea superioară o îngroșare astfel încât în secțiune transversală au forma literelor V sau Y (Hall, 1996). Foarte puține intruziuni sunt atribuite acestui tip morfologic, cele mai cunoscute fiind *Muskox* din nordul Canadei (fig. 72), *Great Dyke* din Zimbabwe și *Jimberlana Dyke* din vestul Australiei. Toate sunt constituite din roci bazice-ultrabazice.

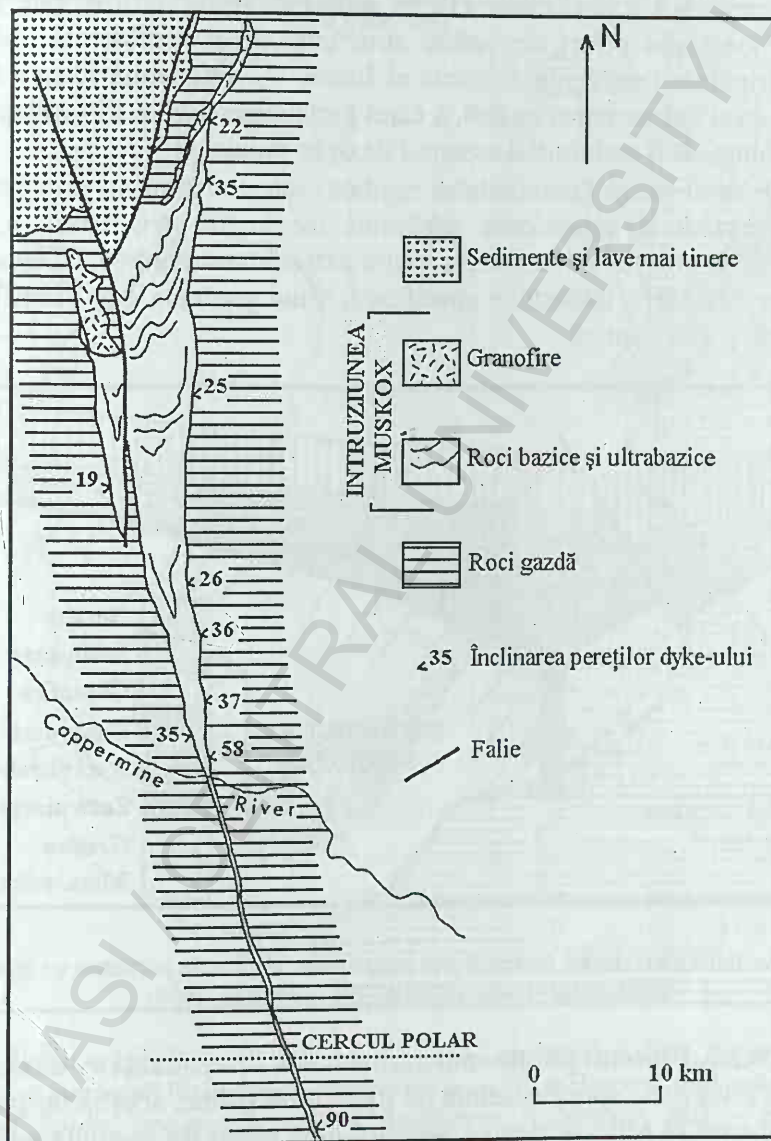


Fig. 72. Intruziunea *Muskox* (Smith și Kapp, 1963; Irvine, 1975; din Hall, 1996).

Intruziunea *Muskox* aflorează pe o lungime de 110 km (fig. 73) iar terminația nordică se extinde pe sub pătura sedimentară pe încă 280 km (după date geofizice). Partea sudică a intruziunii are forma unui dyke vertical cu o grosime cuprinsă între 200 și 500 m. La nord de râul Coppermine, dyke-ul se lărgeste spre partea superioară, trecând într-un dyke pâlnie a cărui pereți înclină spre interior cu unghiuri cuprinse între 20° și 35° . Partea sudică a intruziunii, cea cu aspect de dyke vertical, este partea cea mai joasă din punct de vedere structural, fiind considerată rădăcina dyke-ului pâlnie (segmentul vertical al literei Y). Prin urmare, este foarte probabil ca și extremitatea sudică, a cărei parte superioară a fost îndepărtată prin eroziune, să fi avut inițial aspectul de dyke pâlnie.

Dyke-ul pâlnie (extremitatea nordică) este constituit în principal din roci ultrabazice și subordonat gabbrouri iar în acoperiș apare o zonă granofirică. Intruziunea *Muskox* (cel puțin extremitatea nordică, cu aspect de pâlnie) reprezintă o intruziune stratificată, fiind prezentă atât stratificarea ritmică cât și cea criptică.

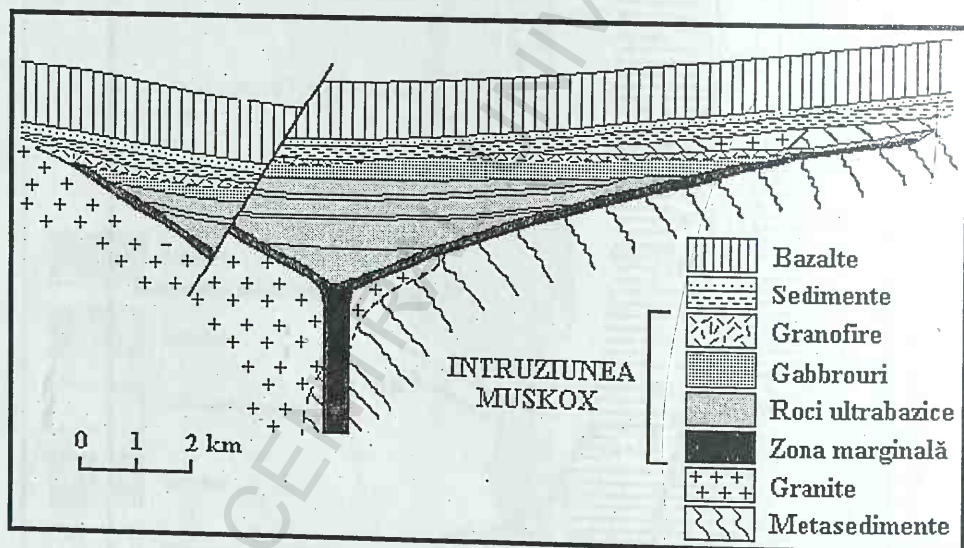


Fig. 73. Secțiune transversală ipotetică prin intruziunea *Muskox*, în porțiunea cu aspect de dyke pâlnie (Irvine și Smith, 1967; din Hall, 1996).

IV.2.6. Plutonii pâlnie sunt intruziuni de tip central și au dimensiuni de câțiva kilometri. Spre deosebire de dyke-urile pâlnie, aceștia nu prezintă un contur care să reflecte riguros aspectul unei pâlnii (în secțiune verticală, literele V sau Y), fiind mai mult sau mai puțin asimetrice atât longitudinal cât și transversal. Petrografic, sunt constituiți, ca și dyke-urile pâlnie, tot din

roci bazice. Un exemplu clasic de pluton până este intruziunea stratificată *Skaergaard* din estul Groenlandei (fig 74). Partea superioară a intruziunii are dimensiunile de 6 km x 11 km (McBirney, 1996; Hall, 1996). Peretele "până" are o înclinare ce variază între 40° – 45° în extremitatea nordică și 80° – 90° în extremitatea sudică.

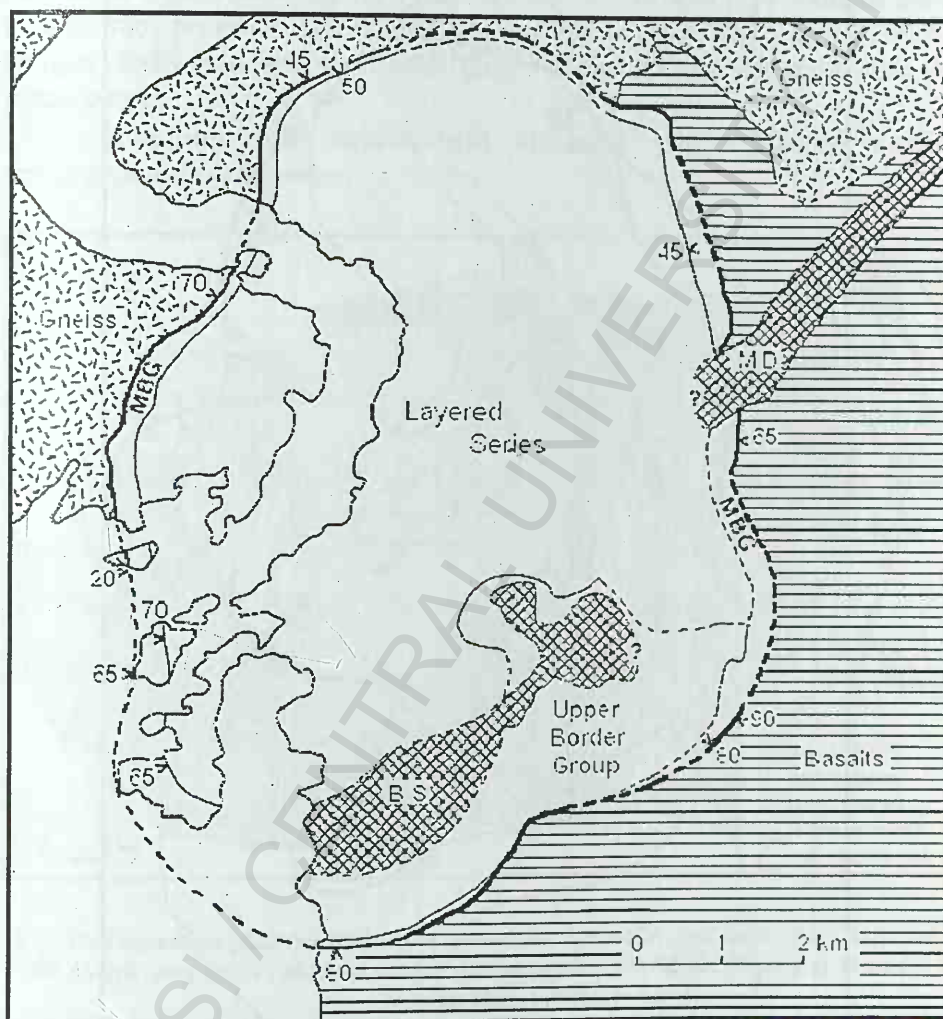


Fig. 74. Harta geologică a intruziunii *Skaergaard* (Wager și Brown, 1968; din Hall, 1996); pe conturul intruziunii (linia groasă) sunt trecute sensul de înclinare și unghiurile. MBG – Marginal Border Group, BS – sillul *Basistoppen* (gabbrouri), MD – macrodyke (gabbrouri).

Forma ipotetică a intruziunii *Skaergaard*, determinată prin măsurători gravimetrice, este cea a unei pâlnii cu o înălțime aproximativă de 3,5 km și cu o marcantă neuniformitate a părții estice (fig. 75). Conturul de adâncime este trasat la intervale de adâncime de 500 m.

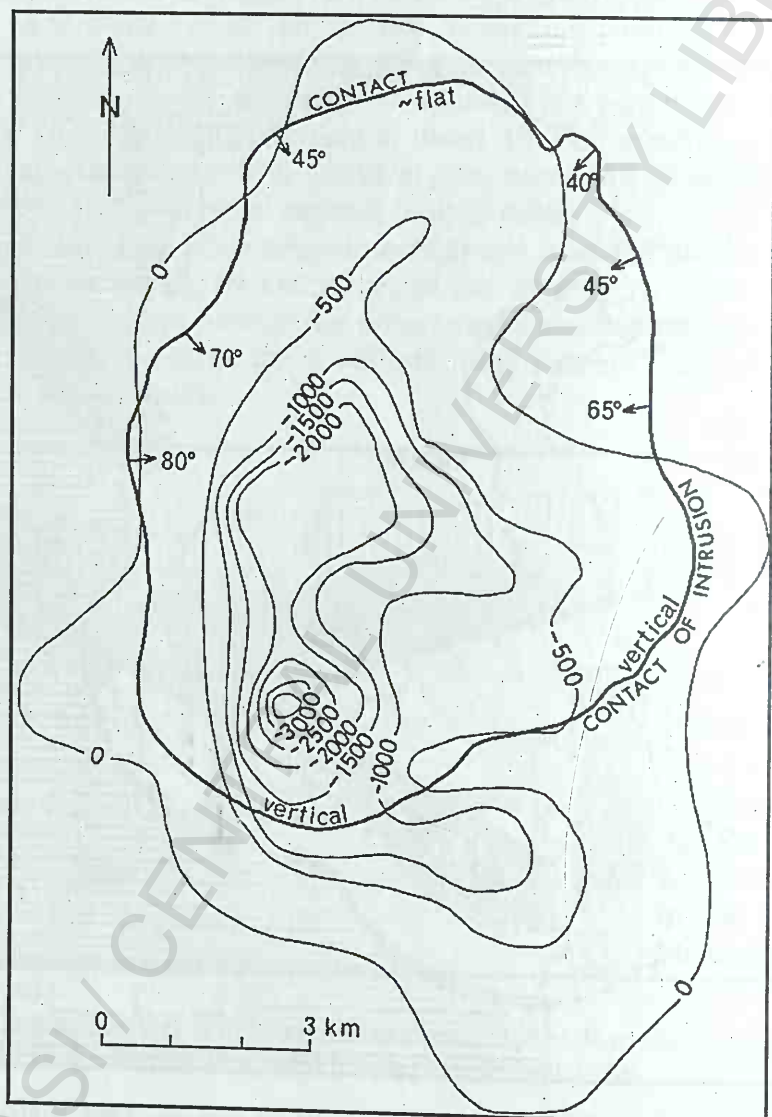


Fig. 75. Conturul în adâncime al intruziunii *Skaergaard*, trasat pe baza măsurătorilor gravimetrice. Linia mai groasă marchează conturul intruziunii la nivelul actual de aflorare (conturul în adâncime după Blank și Gettings, 1973 – date nepublicate; din Hall, 1996; McBirney, 1996).

IV.2.7. Pânzele conice (eng. *cone sheets*) au formă de con cu vârful în jos (fig. 67) și corespund unui sistem de fracturi conice coaxiale. Pânzele externe prezintă înclinări din ce în ce mai reduse astfel încât ele converg, în partea inferioară, spre un centru comun care reprezintă zona de alimentare cu magmă. Grosimea fiecărei pânze este de numai câțiva metri dar ele reprezintă o parte substanțială a complexelor în care apar prin numărul mare în care sunt prezente. Un exemplu clasic este cel al complexului plutonic neogen *Ardnamurchan* din Scoția (fig. 76, fig. 65) care conține sute de pânze conice.

În ultimii ani, structuraliștii utilizează pentru pânzele conice denumirea *dyke-uri conice*.

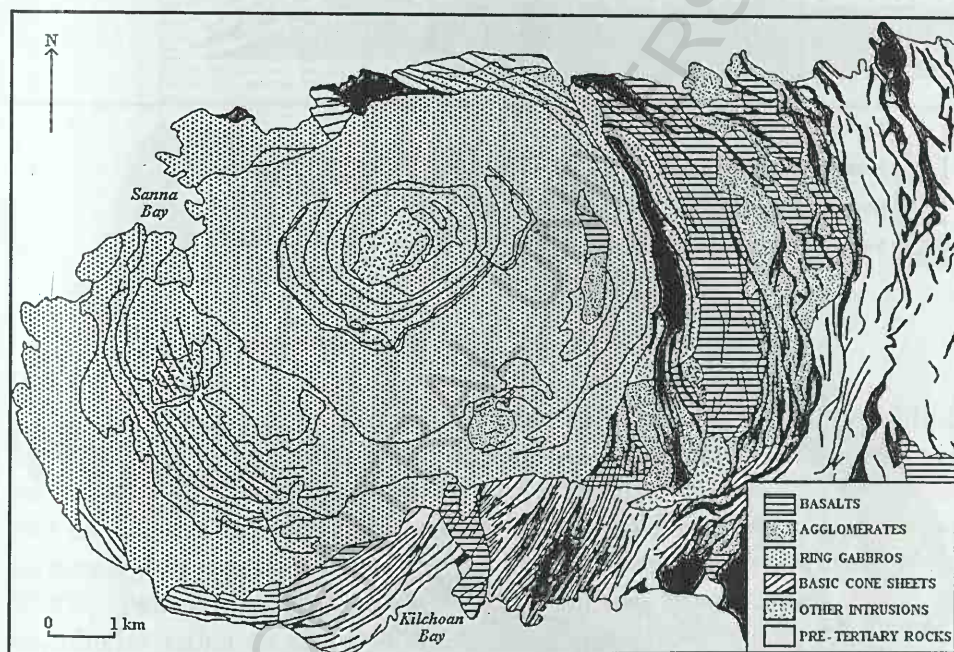


Fig. 76. Dispunerea pânzelor conice și a dyke-urilor inelare în jurul unor centre intruzive din cadrul complexului plutonic neogen *Ardnamurchan* din Scoția (Richey și Thomas, 1930; din Hall, 1996).

IV.2.8. Lopolitele sunt intruziuni de mari dimensiuni, mai mult sau mai puțin concordante cu rocile gazdă. Au formă aproximativ tabulară sau lenticulară, cu suprafețele superioară și inferioară concave în sus, având aspectul unei farfurii (fig. 77). Ca formă, lopolitele sunt foarte asemănătoare cu intruziunile pâlnie și cu unele silluri, deosebindu-se doar prin dimensiuni.

Datorită dimensiunilor mari ale lopolitelor, aspectul lor a fost sugerat în principal de forma bazinului rocilor sedimentare gazdă. Din punct de vedere petrografic, lopolitele sunt constituite din roci bazice și reprezintă *intruziuni stratificate*. Un exemplu clasic de lopolit este intruziunea *Sudbury* (fig. 78) din Ontario (Canada).

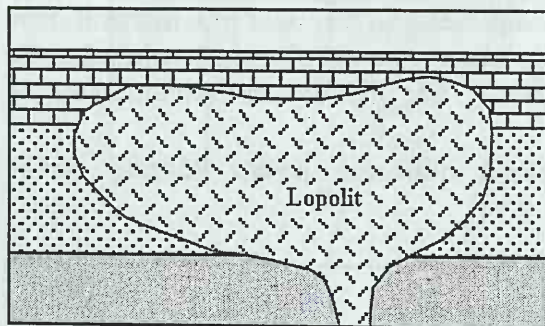


Fig. 77. Schița idealizată a unui lopolit intrus în formațiuni sedimentare.

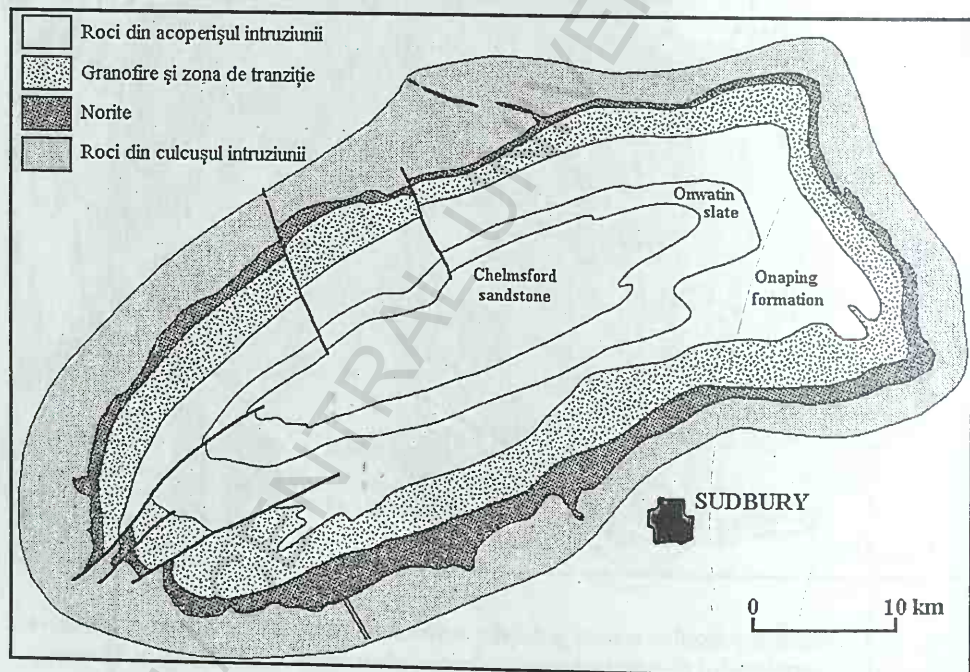


Fig. 78. Intruziunea *Sudbury* din Canada (Hall, 1996).

Unele intruziuni stratificate care au fost considerate lopolite sunt atribuite în prezent fie *complexelor bazice stratificate* alcătuite din mai multe intruziuni individuale (complexele stratificate *Bushveld* din Africa de Sud și *Duluth* din Minnesota, SUA), fie dyke-urilor și intruziunilor de tip *pâlnie* (dyke-ul *Muskox* și intruziunea *Skaergaard*).

IV.2.9. Laccolitele reprezintă intruziuni concordante care au în general forma plan – convexă (aspect de ciupercă). Ele pot fi simetrice sau asimetrice, simple, multiple sau compuse (fig. 79).

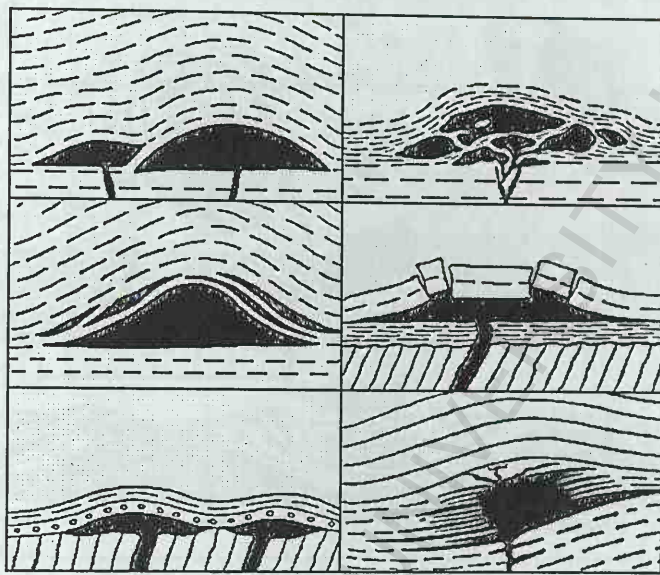


Fig. 79. Diferite tipuri de laccolite (Lucitki, 1947; din Giușcă, 1974)

Sunt cunoscute forme de tranziție între laccolite și silluri. Convențional, separarea se face în funcție de raportul dintre grosimea maximă și diametrul mediu. Dacă raportul este mai mic de 10 intruziunea este considerată laccolit, în caz contrar fiind considerată sill. Laccolitele se formează prin injecția magmelor mai vâscoase între două strate (identice sau diferite petrografic), având ca rezultat boltirea acoperișului. Rădăcina laccolitelor (zona de alimentare cu magmă) este reprezentată de un dyke, canal cilindric (fig. 80) sau chiar sill. De exemplu, în Munții Henry (SUA), mai multe laccolite sunt dispuse radial în jurul unui stock care a avut rolul de canal principal de alimentare; la mai multe orizonturi stratigrafice, magma a pătruns lateral determinând formarea laccolitelor. Un alt exemplu de laccolit este cel al masivului banatic de la Bocșa Română.

Petrografic, laccolitele sunt constituite din roci acide și mai rar bazice.

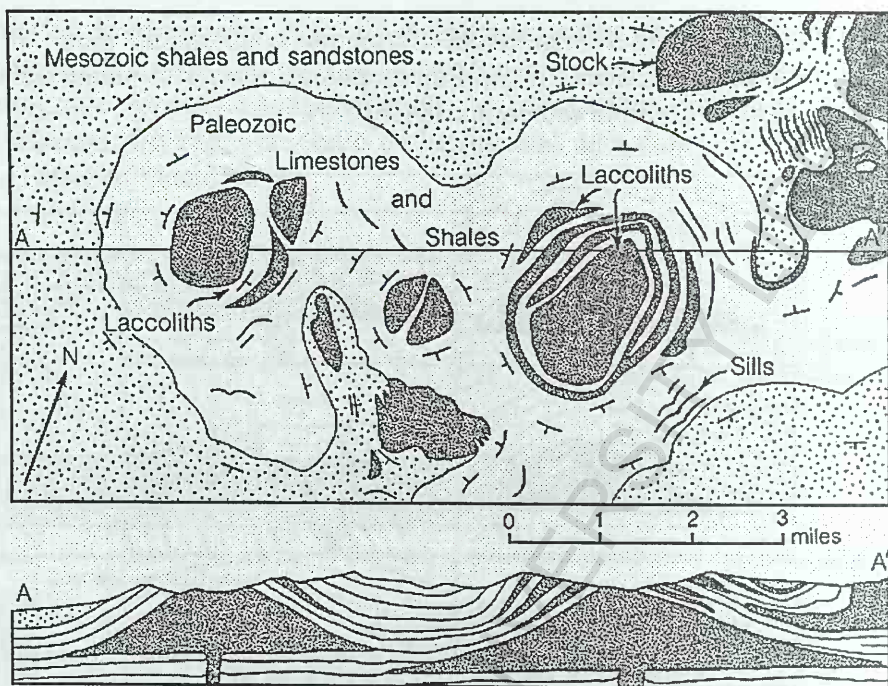


Fig. 80. Laccolite din Munții Judith (Montana, SUA), alimentate prin canale cilindrice și verticale (Press și Siever, 1978; din Ehlers și Blatt, 1982).

IV.2.10. Phacolitele sunt intruziuni minore, de formă lenticulară, localizate concordant în bolțile anticlinale sau albiile sinclinale ale formațiunilor sedimentare (fig. 81). Se consideră că inițial au reprezentat silluri care, în urma cutării, au suferit un proces de fragmentare devenind phacolite. Petrografic, majoritatea sunt constituite din roci bazice.

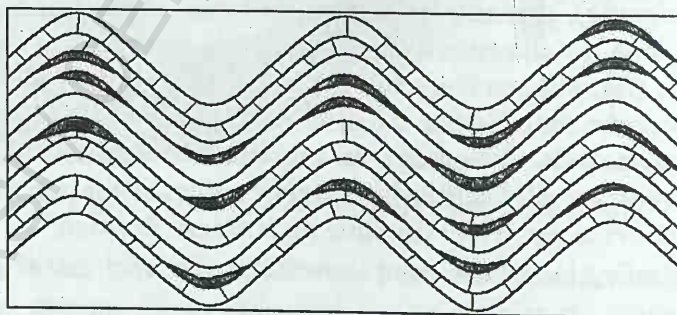


Fig. 81. Phacolite.

IV.2.11. Neckurile sau stâlpii eruptivi constituie umplutura canalelor de alimentare ale vulcanilor (fig. 82). Au forma unei conducte verticale sau aproape verticale și cu secțiune transversală circulară, ovală sau neregulată. Uneori apar ca niște stâlpi monolitici, alteleori au o structură complicată.

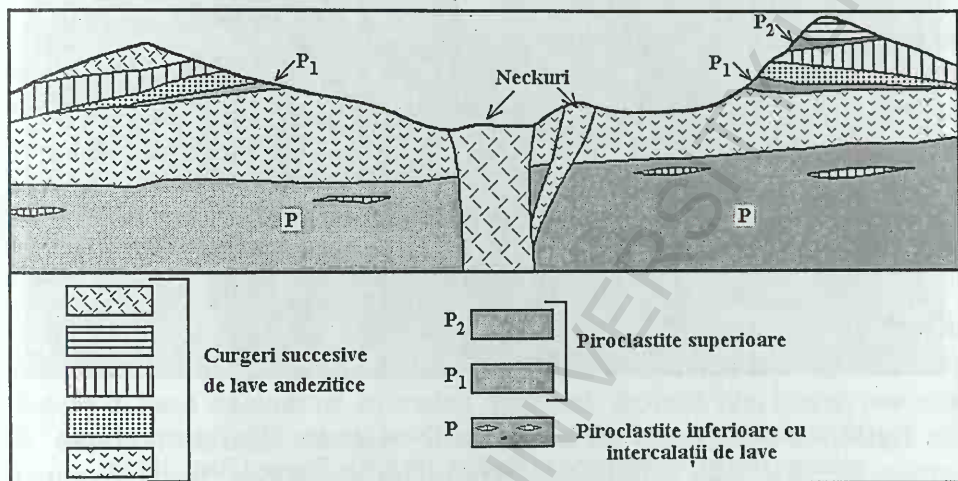


Fig. 82. Stratovulcanul Ostoros din Munții Harghita (Peltz și Peltz, 1969).

Există și neckuri care se continuă deasupra suprafeței terenului, apărând ca niște piscuri stâncoase izolate. Acestea se pot forma prin două mecanisme diferite. În primul rând, rocile gazdă pot fi mai puțin rezistente la eroziune decât roca magmatică din care este alcătuit neckul și sunt astfel îndepărtate din jurul neckului (fig. 83). În al doilea caz, mult mai rar întâlnit, magma de o vâscozitate extremă este împinsă încet în afară. Un exemplu extrem de sugestiv este cel al erupției vulcanului Mont Pelée (Martinica), din 1903. Magma în stare de vâscozitate extremă a fost împinsă încet deasupra suprafeței terenului sub forma unui obelisc înalt de 330 m și cu diametrul de 150 m (fig. 84). Ulterior s-a dezagregat aproape complet.

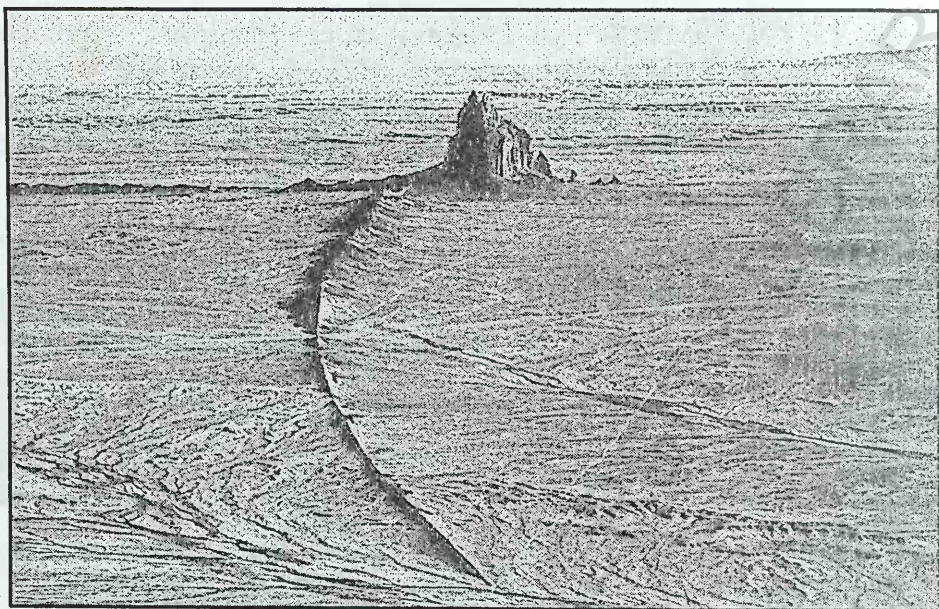


Fig. 83. Neckul și dyke-urile de la Ship Rock (New Mexico, SUA) expuse în urma eroziunii rocilor înconjurătoare (Shelton, 1966; din Ehlers și Blatt, 1982).

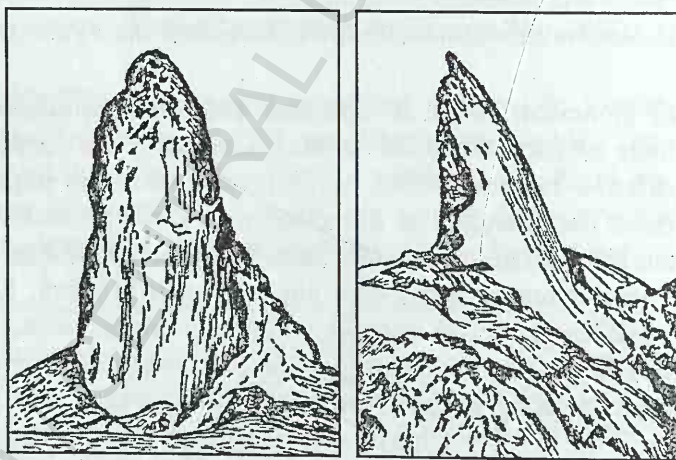


Fig. 84. Neckul de la Mont Pelée (Martinica), imediat după formarea lui (Zavarițki, 1965; din Giușcă, 1974).

IV.2.12. Stockurile sunt corpuri intruzive discordante, de mari dimensiuni, cu pereții verticali sau foarte înclinați. Diametrul lor este cuprins între câțiva km și cel mult 30-35 km. Conturul în plan orizontal este

circular, elipsoidal sau neregulat. Cele mai multe stockuri sunt alcătuite din granitoide și sunt localizate, în principal, în zone orogenice. Punerea în loc a acestor plutoni de mari dimensiuni se poate realiza prin două mecanisme:

- **stoping** – *stockuri* sau *plutoni stopați* (eng. *stoped plutons*)
- **diapirism** – *stockuri* sau *plutoni diapiri* (eng. *diapiric plutons*)

Termenul *stoping* este utilizat în minerit și semnifică desprinderea minereului din tavanul și pereții unei excavații. El a fost utilizat de Daly pentru a descrie ascensiunea magmei prin desprinderea blocurilor de rocă gazdă din acoperiș. Magma pătrunde forțat în fisurile din acoperiș și determină desprinderea blocurilor de rocă. Acestea sunt mai mult sau mai puțin asimilate (topite) de magmă astfel încât, descendent, fragmentele de roci sau *xenolite* devin din ce în ce mai rotunjite și mai mici în dimensiune (fig. 85).

Cele mai multe stockuri nu conțin în abundență xenolite astfel încât există îndoieli privind importanța *stopingului* ca mecanism general de punere în loc a stockurilor. În același timp însă, absența xenolitelor, mai ales în cazul stockurilor de mari dimensiuni, nu poate fi considerată un contraargument privind amplasarea intruziunii prin *stoping* deoarece acestea pot fi digerate de magmă sau se pot depune spre părțile inferioare ale intruziunii, în funcție de temperatura și vâscozitatea magmei, precum și de diferența de densitate dintre magmă și xenolite.

Diapirismul ca mecanism a fost descris de Ludovic Mrazec pentru a explica formarea zăcămintelor diapire de sare gemă. Prin analogie, Grout (1945) a elaborat modelul magmatic al diapirismului prin care un bulb sau diapir de magmă, datorită flotabilității și prin străpungerea crustei și împingerea laterală a rocilor înconjurătoare, urcă spre nivelele superioare ale crustei. Stockurile puse în loc prin diapirism prezintă câteva caracteristici:

- ✓ - contactul cu rocile înconjurătoare este tranșant și aproape vertical;
- ✓ - roca magmatică este nedeformată în zona centrală a stockului și puternic foliată spre periferie;
- ✓ - rocile înconjurătoare din imediata vecinătate a contactului sunt intens deformate, planele de deformare mecanică fiind paralele cu intruziunea;
- ✓ - la distanță mai mare de contact, rocile înconjurătoare prezintă o ușoară cutare iar axele cutelor sunt paralele cu contactul;

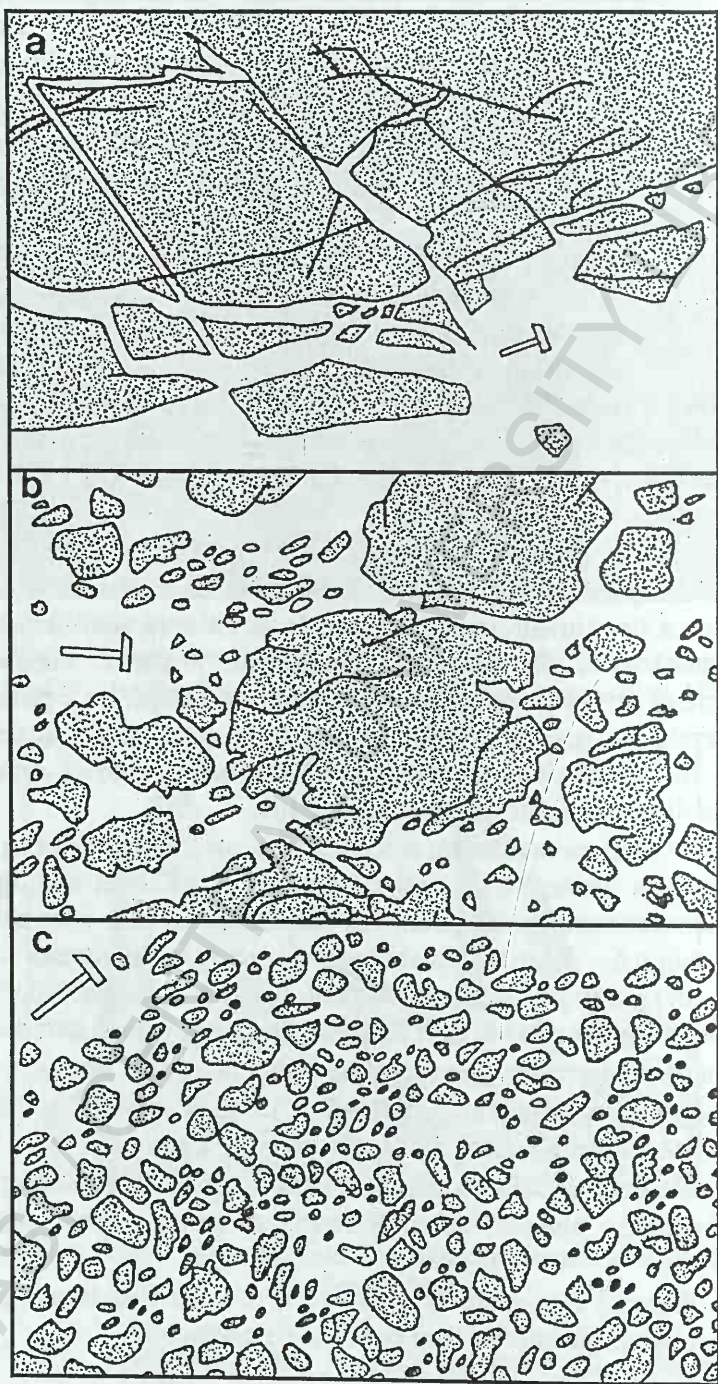


Fig. 85. Xenolite de andezite (punctat) în tonalitele de *Corralillo* din Peru; a – la contact, b – 100 m sub contact, c – 200 m sub contact (Myers, 1975; din Hall, 1996).

✓ - xenolitele devin din ce în ce mai aplatizate spre marginea stockului și sunt dispuse paralel cu contactul;

✓ - stockul este aproape circular în secțiune transversală iar tridimensional are formă de bulb (sau picătura inversă); când corpul de magmă extrem de vâscoasă se deplasează, rocile gazdă din partea inferioară suferă o deplasare convergentă pentru a umple spațiul liber rezultat prin deplasarea ascendentă a magmei, determinând apariția formei de bulb pentru corpul de magmă.

Plutonul granitic *Ardara* din Irlanda (fig. 86) a fost considerat un exemplu clasic de stock diapir și s-a considerat că prezintă toate caracteristicile enumerate mai sus.

În cazul stockului *Arran* din Scoția (fig. 65), granitele nu prezintă deformări în apropierea contactului cu rocile înconjurătoare în timp ce structura acestora din urmă arată că ele au fost împinse în sus de intruziune. În această situație, presiunea exercitată de intruziune asupra acoperișului se datorează gonflării corpului magmatic în urma cristalizării.

Marsh (1982) a studiat din punct de vedere matematic ascensiunea magmei prin diapirism. El a arătat că rata de ascensiune a magmei este dependentă de temperatura rocilor înconjurătoare și de vâscozitatea magmei din zona de contact cu rocile gazdă. În general, pentru ca rata de ascensiune a magmei să aibă valori rezonabile, Marsh a arătat că rocile înconjurătoare ar trebui încălzite până la temperatura *solidus*. Din acest motiv, diapirismul poate fi efectiv în următoarele situații:

- - corpul de magmă rămâne conectat la topitura rămasă în locul de formare și astfel are loc un transfer permanent de energie spre partea superioară, permițând încălzirea rocilor din acoperiș până la temperatura *solidus*;

- - corpul magmatic este detașat de sursă însă are un volum foarte mare care poate furniza căldura necesară încălzirii rocilor din acoperiș;

- - magma este intrusă în pulsuri succesive; prima intruziune va forma o carapace externă răcită prin interiorul căreia pulsurile ulterioare de magmă vor ascende mai rapid (complexele centrate).

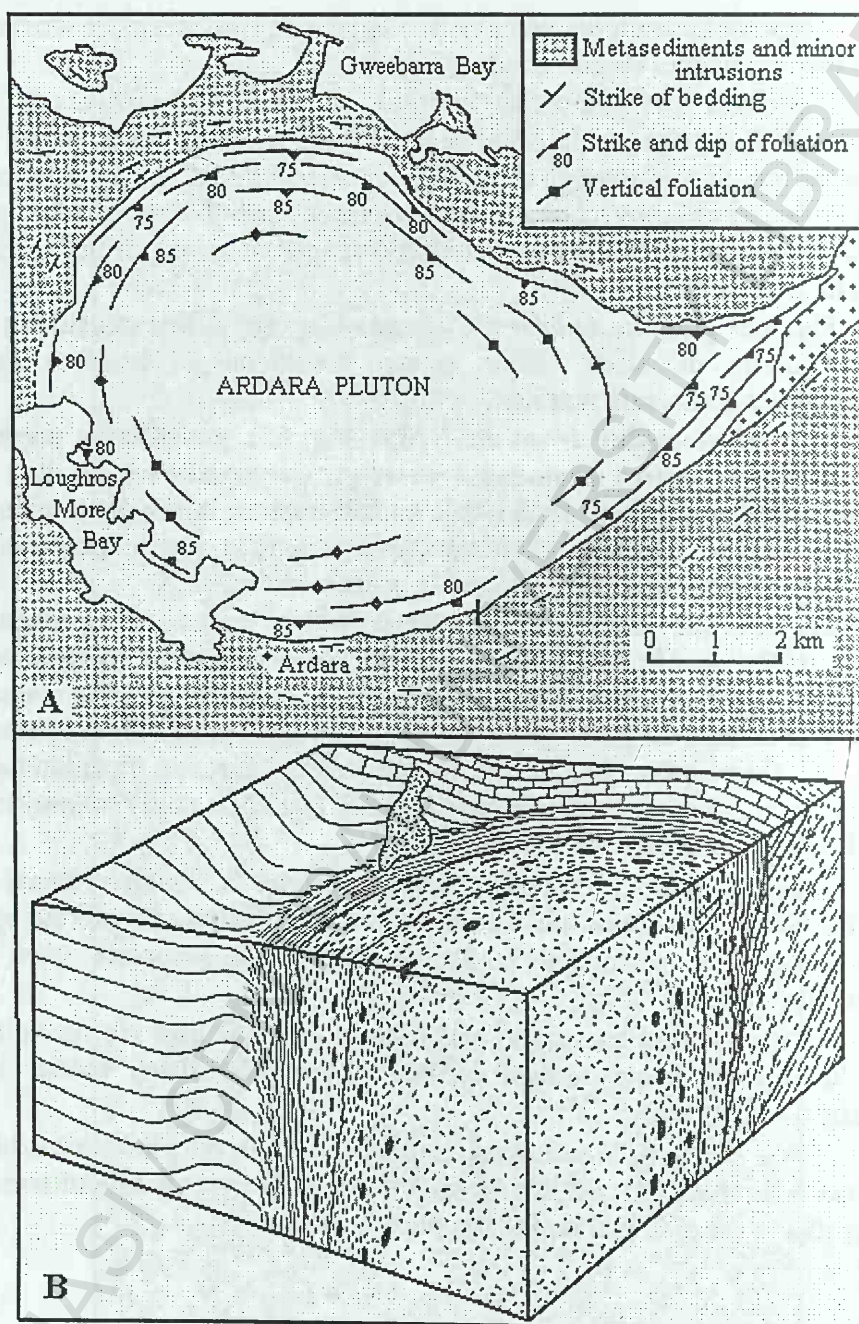


Fig. 86. Stockul *Ardara* din Donegal, Irlanda. A – schița geologică (Akaad, 1956; din Hall, 1996); B – bloc-diagramă prin partea nord-vestică, prezentând principalele caracteristici structurale determinate de diapirism (Pitcher și Berger, 1972; din Hall, 1996).

Ascensiunea magmelor prin diapirism constituie însă un subiect de intense dezbateri. Studiile structurale complexe precum și cele experimentale și teoretice din ultimii ani au determinat apariția mai multor ipoteze privind formarea și punerea în loc (în crusta superioară) a corpurilor de magmă granitică. Câteva dintre modele sunt prezentate în figura 87.

Modelele pot fi grupate în două categorii:

- ascensiunea și punerea în loc a plutonilor granitici este independentă de tectonica regională;
- tectonica este factorul primordial în geneza plutonilor granitici, zonele de forfecare sau de distensie crustală constituind căile de acces ale magmei spre suprafață (fig. 88).

O prezentare mai detaliată a acestor modele (uneori cu remarci ironice) este realizată de Pitcher (1997).

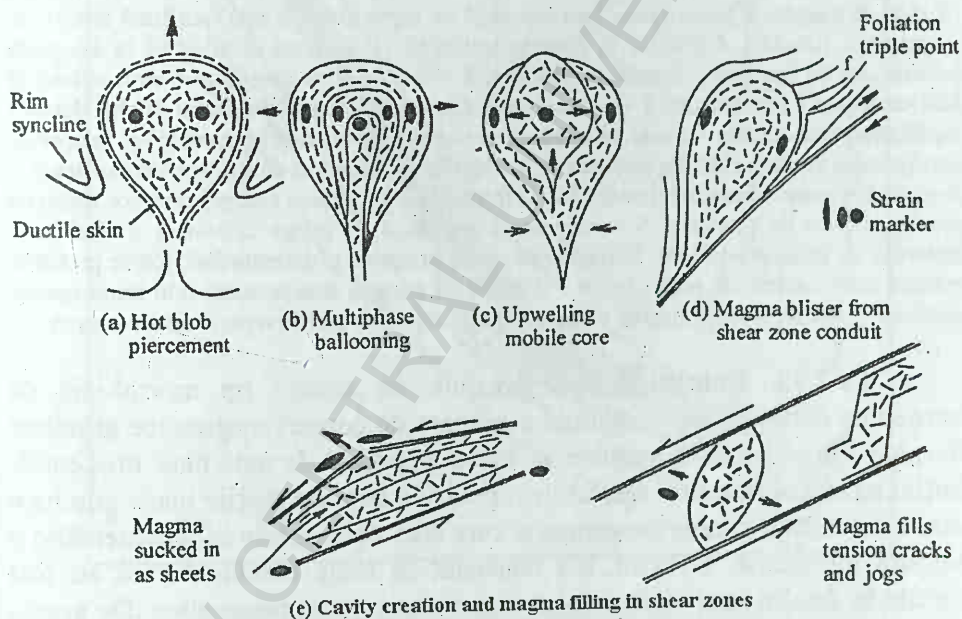


Fig. 87. Diferite ipoteze de formare a plutonilor diapiri (Pitcher, 1997); a – ascensiunea unui bulb de magmă (diapirism propriu-zis); b – gonflarea (ballooning) corpului de magmă prin injecții succesive de magmă; c – ascensiunea nucleului mai fierbinte; d – ascensiunea unei „bule” (blister) de magmă în lungul unei zone de forfecare; e – formarea unor cavități în zonele de forfecare și umplerea lor cu magmă.

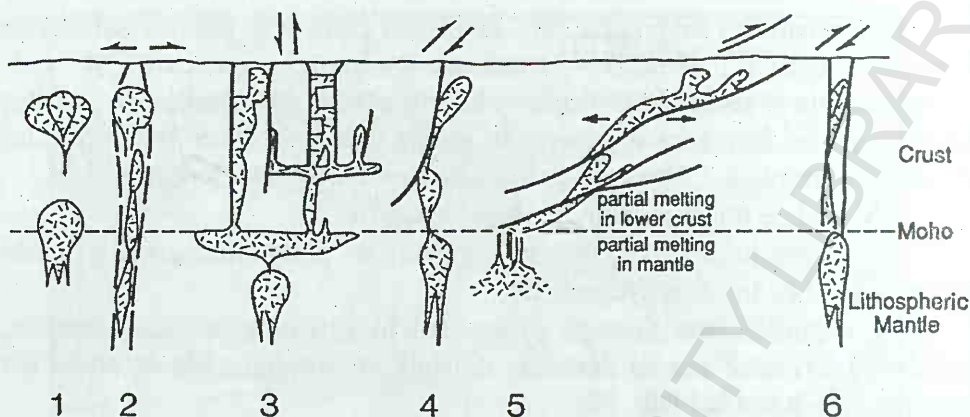


Fig. 88. Schița sintetică a modelelor privind ascensiunea și punerea în loc a granitoidelor (Hutton, 1988; din Pitcher, 1997). În toate cazurile se pornește de la detașarea unui bulb (diapir) de magmă și ascensiunea spre suprafață iar sursa magmei este localizată arbitrar în manta; 1 – ridicarea diapirului în absența tectonicii (?), oprirea ascensiunii la atingerea echilibrului de densitate, urmată de gonflare; 2 – ascensiunea de-a lungul unui sistem de falii tectonice extensionale; 3 – ascensiunea diapiră este oprită la limita Moho datorită modificării vâscozității; aceasta va conduce la o distensie laterală (spreading) și la apariția unor plutoni crustali (în rădăcinați adânc în crustă); 4 – diapirul de magmă intersectează o zonă de fracturare-alunecare, conducând la formarea unor plutoni alungiți care vor suferi un proces ulterior de gonflare; 5 – magma se formează în partea inferioară a unei zone tectonice de forfecare-șariere, formându-se pânze granitice și determinând, foarte probabil, apariția unor caldere de prăbușire; 6 – diapirul de magmă intersectează falii transcurrente, verticale și transcrustale, care vor permite ascensiunea spre părțile superioare ale crustei.

IV.2.13. Batolitele nu reprezintă un anumit tip morfologic de intruziune deoarece ele constituie o grupare de corpuri magmatice granitice formate într-o anumită regiune și într-o perioadă de activitate orogenică. Inițial termenul *batolit* a fost utilizat pentru a denumi marile mase granitice care afloră în zonele orogenice și care erau considerate ca reprezentând o singură intruziune. Ulterior, s-a constatat că toate batolitele care au fost cartate în detaliu sunt alcătuite din mai multe corpuri magmatice. De aceea, astăzi acest termen desemnează un complex de intruziuni de compoziție medie granitică, dintr-o anumită regiune orogenică. De exemplu, batolitele de tip *cordilian* desemnează complexele intruzive din Munții Cordilieri formate în Mezozoic și Neozoic. Și aici putem menționa batolitul din Peru (Coastal Batholith), alcătuit din sute de intruziuni formate într-o perioadă de timp de circa 65 milioane ani, de la 100 la 35 milioane ani în urmă (fig. 89). De asemenea, batolitul *Sierra Nevada* din extremitatea nordică a coastei vestice a Americii de Nord, cu o suprafață de peste 250000km², se extinde din Alaska până în Columbia Britanică. Acest vast complex intruziv este în

realitate alcătuit din două batolite de vârste semnificativ diferite. Toate batolitele au, în suprafață, o formă alungită, paralelă cu axa zonei orogene.

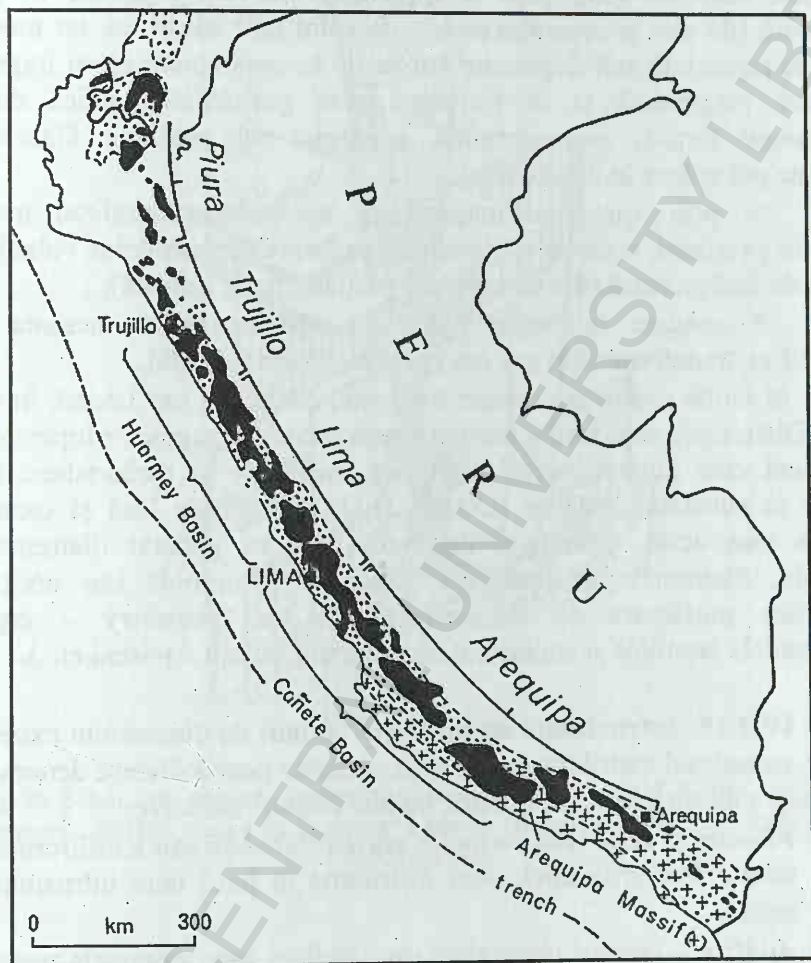


Fig. 89. *Coastal Batholith* din Peru (Pitcher, 1997).

În general se constată o modificare progresivă, de la suprafață în adâncime, a mecanismelor de punere în loc a intruziunilor ce alcătuiesc batolitele. Astfel, în regiunile în care rocile vulcanice din acoperiș sunt încă conservate, structura majorității intruziunilor subvulcanice este de tip inelar (dyke-uri inelare, plutoni clopot, plutoni centrați). Spre adâncime, devin predominanți plutonii intruși forțat (stockuri diapire) în timp ce structurile inelare devin din ce în ce mai rare. Exemplele sunt numeroase: vestul Scoției, nordul Nigeriei, regiunea Oslo din Norvegia etc.

IV.2.14. Diatremele sunt corpuri hipoabisice de mici dimensiuni, conținând fie brecii, fie brecii și roci magmatice (fig. 90). Au forma unor conducte verticale (eng. *pipe* – conductă), frecvent îngustate în partea inferioară (de aici și asemănarea lor, de către unii autori, cu un morcov). Brechiile reprezintă atât fragmente din rocile înconjurătoare cât și fragmente de rocă magmatică și se formează prin *gas-drilling*, adică datorită expansiunii forțate, spre suprafață, a gazelor sub presiune. Gazele sub presiune pot apărea în două cazuri:

- prin ajungerea magmei în apropierea suprafeței are loc scăderea presiunii, ceea ce va determina separarea substanțelor volatile sub formă de fază gazoasă (dar cu presiune parțială foarte ridicată);

- magma întâlnește pânze de apă meteorică, aceasta fiind încălzită și transformată în gaz (cu presiune foarte ridicată).

În multe cazuri diatremele trec, spre adâncime sau lateral, în dyke-uri. Diatremele sunt forme intruzive caracteristice magmelor hiperalkaline cum sunt cele kimberlitice, lamproitice, melilitice și carbonatice, foarte bogate în substanțe volatile (CO_2 și H_2O). Se cunosc însă și cazuri de magme mai acide (granitice, dioritice) care au generat diatreme. De exemplu, diatremele asociate stockurilor de granitoide sau neckurilor andezitice purtătoare de mineralizații de tip "*porphyry* – *copper*" (granitoidele laramice și andezitele neogene din Munții Apuseni etc.).

IV.2.15. Intruziunile minore sunt corpuri de dimensiuni extrem de reduse, de ordinul metrilor sau mai mici. Acestea poartă diverse denumiri, în funcție de mărimea lor și de relațiile cu alte corpuri intruzive:

1. **Filoane și vene** (eng. *veins*) – corpuri tabulare sau lentiliforme care umple fracturile mici; sunt distribuite în jurul unei intruziuni mai mari.
2. **Apofize** – corpuri neregulate sau tabulare care reprezintă prelungiri ale unui pluton mai mare.
3. **Autolite** – fragmente de roci incluse în masa intruziunii dar care au legătură genetică cu intruziunea. Acestea nu reprezintă intruziuni propriu-zise. Spre deosebire de autolite, *xenolite* nu sunt legate genetic de intruziune, reprezentând fragmente din rocile înconjurătoare.

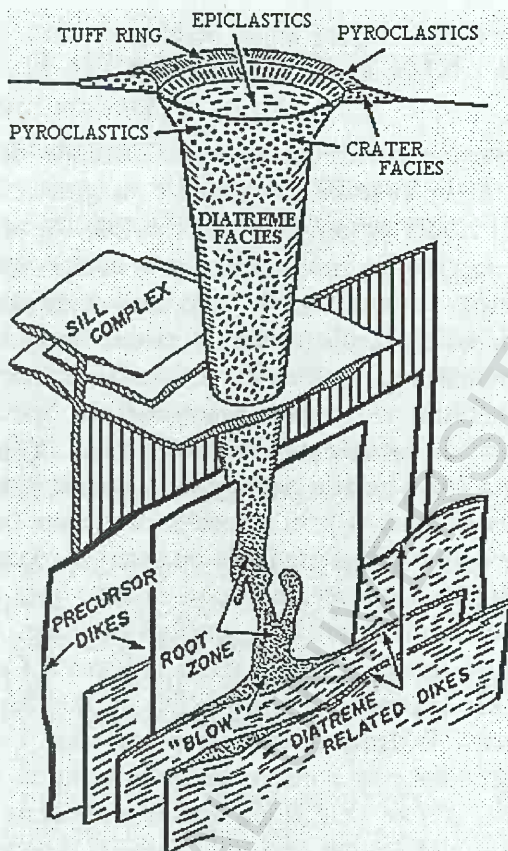


Fig. 90. Schița unei diatreme kimberlitice (*kimberlite pipe*). *ROOT ZONE* – rădăcina diatremei; „*BLOW*” – zona de „explozie” a gazelor (Hawthorne, 1975; Mitchell, 1986; Kirkley, 1998).

V. ROCILE MAGMATICE

Rocile magmatice constituie agregate naturale de minerale și/sau sticlă vulcanică rezultate în urma consolidării magmelor. Sticla vulcanică reprezintă un agregat amorf de minerale, în principal silicați.

Toate rocile magmatice sunt definite prin compoziție mineralogică și structură. Compoziția mineralogică exprimă cantitatea și calitatea constituenților rocii, adică fazele minerale și/sau sticla vulcanică. Rocile care au aceeași structură și o compoziție mineralogică ce se încadrează în anumite limite constituie o *specie petrografică*. Speciile petrografice prezintă diferite grade de asemănare (sau deosebire), în funcție de criteriul utilizat în compararea lor. Speciile petrografice asemănătoare după anumite criterii, stabilite convențional și prin consens, constituie un *tip petrografic*. De exemplu, granitele cu biotit și granitele cu amfibol reprezintă două specii petrografice. Criteriul de separare în specii diferite este natura silicatului fero-magnezian, adică biotit în unele și amfibol în altele. Ambele specii au structura holocristalină, adică nu conțin sticlă vulcanică. Cele două specii se mai aseamănă între ele și pentru că silicații felsici (deschiși la culoare) sunt reprezentați prin cuarț, feldspat potasic și plagioclaz. Dacă conținutul în silicați felsici este acceptat prin consens ca un criteriu de separare a rocilor în tipuri petrografice, atunci cele două specii enumerate mai sus aparțin aceluiași tip petrografic și anume granitul. Folosind același raționament, o rocă cu structură holocristalină și care conține cuarț, feldspat potasic, plagioclaz și piroxen aparține tipului petrografic *granit* și constituie specia petrografică *granit cu piroxen*. În natură sunt frecvente situațiile în care din aceeași magmă inițială se formează, în urma unor procese de diferențiere magmatică, tipuri petrografice diferite. În acest sens, rocile care s-au format din aceeași magmă sunt considerate *roci cogenetice* sau *consangvine*.

V.1. Compoziția mineralogică

Compoziția mineralogică a rocilor magmatice este determinată de doi factori: compoziția chimică a magmei și locul de formare a rocilor. Compoziția chimică a magmei condiționează apariția unora sau altora din fazele minerale. De exemplu, dintr-o magmă cu conținut ridicat în SiO_2 poate cristaliza cuarțul în timp ce dintr-o magmă lipsită de CO_2 nu pot cristaliza carbonații. Locul de consolidare al magmei condiționează prezența sticlei vulcanice. Consolidarea magmelor în adâncime exclude apariția sticlei vulcanice.

Mineralele care formează rocile magmatice se grupează în două categorii:

- **minerale primare;**
- **minerale secundare.**

Mineralele primare sunt acele minerale care derivă direct din magme, prin cristalizare. Sunt divizate în două grupe:

- **minerale principale;**
- **minerale accesorii.**

Sunt considerate minerale principale acele minerale sau grupe de minerale care sunt utilizate în definirea tipurilor petrografice, fiind reprezentate prin:

- **grupul Q** – *cuarț, tridimit, cristobalit;*
- **grupul A** – *feldspați alcalini (potasici, sodo-potasici, albit cu $An < 5\%$);*
- **grupul P** – *feldspați plagioclazi ($An > 5\%$);*
- **grupul F** – *feldspatoizi (nefelin, leucit, kalsilit, sodalit, nosean, haiyyn, cancrinit, analcim etc.);*
- **grupul M** – *silicați fero-magnezieni (olivină, melilit, piroxeni, amfiboli, mice fero-magneziene);*
- **carbonați.**

Mineralele principale nu se pot asocia oricum. Astfel, grupul Q nu apare împreună cu grupul F, cu melilitul sau cu carbonații. Regula nu mai este valabilă dacă minerale nu sunt primare, adică dacă nu s-au format direct din magmă. Astfel, există roci magmatice care conțin cuarț și nefelin însă ultimul s-a format ulterior, printr-un proces de metasomatism metamorfic denumit fenitizare. În acest caz nefelinul este mineral secundar.

Mineralele accesorii reprezintă minerale practic omniprezente în rocile magmatice însă cu o participare cantitativă redusă. Nu sunt utilizate în definirea tipurilor petrografice. În unele cazuri, când au o participare mai mare la alcătuirea rocii, permit definirea unor specii petrografice. De exemplu, unele dunit conțin până la 40% ilmenit, reprezentând specia petrografică dunit cu ilmenit. De regulă, mineralele accesorii sunt minerale cu temperaturi de topire foarte ridicate, fiind printre primele minerale care cristalizează din magme. Cele mai frecvente minerale accesorii sunt sfenul, zirconul, granatul, allanitul, monticellitul, apatitul, monazitul, magnetitul, ilmenitul, cromitul, spinelul, perowskitul, pirită, calcopirita, pirotina etc. Unele minerale din grupele oxizi și sulfuri pot cristaliza în cantitate mare din magmele bazice, formând nivele masive de oxizi sau sulfuri. În acest caz putem vorbi de adevărate roci magmatice oxidice sau sulfurice însă, datorită

importanței economice, sunt denumite în mod curent minereuri. De exemplu în complexele bazice stratificate apar nivele de cromit și magnetit care pot fi considerate roci magmatice, adică cromitite și, respectiv, magnetitite.

Mineralele secundare se formează ulterior formării rocii, prin procese metasomatice sau prin alterare hipo sau hipergenă. Cuarțul, unii feldspați alcalini, unii feldspatoizi (nefelin, sodalit, cancrinit) și carbonați pot fi și minerale secundare. Alte minerale secundare întâlnite în rocile magmatice sunt epidotul, cloritele, sericitul, mineralele argiloase, zeoliții, opalul, calcedonia, hidroxizii de Fe, Ti și Mn, Cu nativ etc.

V.2. Structura rocilor magmatice

Termenul „structură” se referă la gradul de cristalinitate, mărimea, forma și relațiile reciproce dintre componentele unei roci (cristale, agregate cristaline și sticlă vulcanică). Structura unei roci reflectă condițiile fizico-chimice în care s-a format roca respectivă precum și momentul, în cadrul evoluției unei magme, la care a avut loc cristalizarea (consolidarea).

V.2.1. Gradul de cristalinitate

Rocile rezultate în urma consolidării rapide a lavelor conțin cantități variabile de sticlă vulcanică în timp ce rocile formate în interiorul litosferei, prin cristalizarea lentă a magmelor, sunt constituite numai din cristale aparținând diverselor specii minerale. În funcție de prezența sau absența sticlei vulcanice, se deosebesc trei tipuri de structură:

- hialină (holovitroasă, vitroasă, sticloasă);
- hipocristalină;
- holocristalină.

Structura hialină (fig. 91) caracterizează rocile formate în cea mai mare parte sau în totalitate din sticlă vulcanică. Este întâlnită la rocile efuzive formate prin consolidarea rapidă a lavelor, cum ar fi obsidian, pechstein, hialobazalte etc.

Structura hipocristalină (fig. 92) este definită de prezența, în raporturi cantitative variabile, a sticlei vulcanice și a cristalelor. Această structură este caracteristică tot rocilor efuzive cum sunt riolitele, dacitele, andezitele, bazaltele și altele.

Structura holocristalină (fig. 93) definește rocile magmatice lipsite de sticlă vulcanică și agregate criptocristaline. Deși este specifică tuturor rocilor plutonice, ea este întâlnită și la unele roci vulcanice intermediare și bazice.

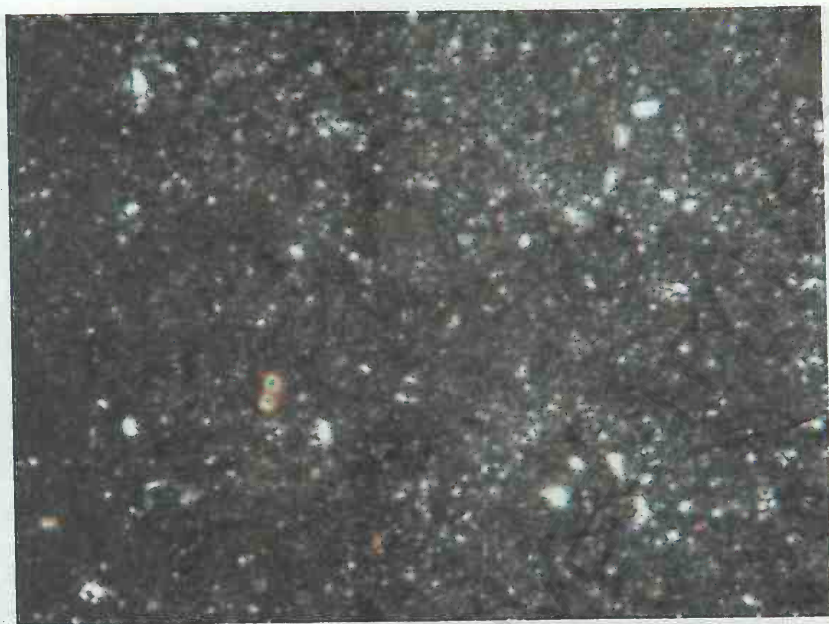


Fig. 91. Riolit cu structura hialină, constituit din sticlă vulcanică și rare cristale de cuarț (XPL¹, L = 2mm).

V.2.2. Mărimea granulelor

V2.2.1. Mărimea absolută

Dimensiunile granulelor minerale sunt determinate de viteza de răcire a magmelor și conținutul în substanțe volatile (în special H₂O și F). O răcire mai rapidă a magmelor determină apariția unui mare număr de cristale de dimensiuni mai mici, în timp ce o răcire mai lentă determină o nucleere (formare de germeni cristalini) mai redusă și permite astfel dezvoltarea cristalelor. În același timp însă, dezvoltarea cristalelor este posibilă doar dacă viteza de difuzie a cationilor din magmă spre suprafața cristalelor este aceeași sau mai mare decât viteza de creștere a cristalelor. Viteza de difuzie a cationilor este, la rândul ei, direct proporțională cu conținutul în volatile. Astfel, pentru aceeași compoziție chimică și același gradient de variație a temperaturii magmei, cu cât conținutul în substanțe volatile este mai ridicat cu atât dimensiunile granulelor minerale formate vor fi mai mari.

¹ PPL – nicoli paraleli, XPL – nicoli în cruce



Fig. 92. Andezit cu structura hipocristalină, constituit din sticlă vulcanică și cristale de plagioclaz și piroxen (PPL-sus, XPL -jos; L=2mm).

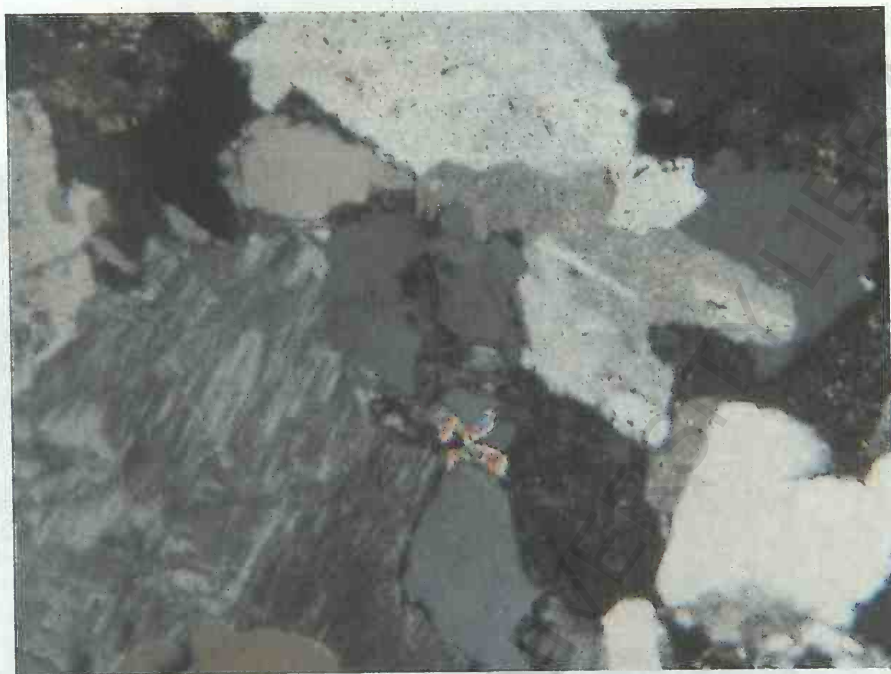


Fig. 93. Granit cu structura holocristalină, constituit din cuarț, ortoclaz, plagioclaz și muscovit (XPL, L=2mm).

În funcție de dimensiunile absolute ale cristalelor, se disting două tipuri de structură:

- *faneritică;*
- *afanitică.*

Structura faneritică caracterizează rocile plutonice constituite din granule minerale vizibile cu ochiul liber, mai mari de 0,25 mm (fig. 93). Rocile cu structură faneritică sunt roci *mediu* (0,25 – 2 mm) sau *larg granulare* (2 – 16 mm)¹.

Structura afanitică este definită de prezența granulelor minerale mai mici de 0,25 mm, vizibile numai la microscop, a agregatelor criptocristaline și deseori a sticlei vulcanice. Este întâlnită la rocile de suprafață (efuzive și hipoabisice). Deoarece sunt frecvente situațiile în care o rocă conține atât granule vizibile macroscopic cât și granule mai mici de 0,25 mm și/sau sticlă vulcanică, se consideră că dacă cel puțin 10% din volumul rocii are caracter afanitic, atunci roca are structură afanitică (fig. 91, 92, 94). Cu alte

¹ Valori preluate din schema de clasificare a rocilor propusă de Institutul Geologic Britanic (1999).

cuvinte, în definirea structurii trebuie să se țină cont de volumul ocupat de granulele minerale aparținând unui interval dimensional și nu de numărul acestor granule.

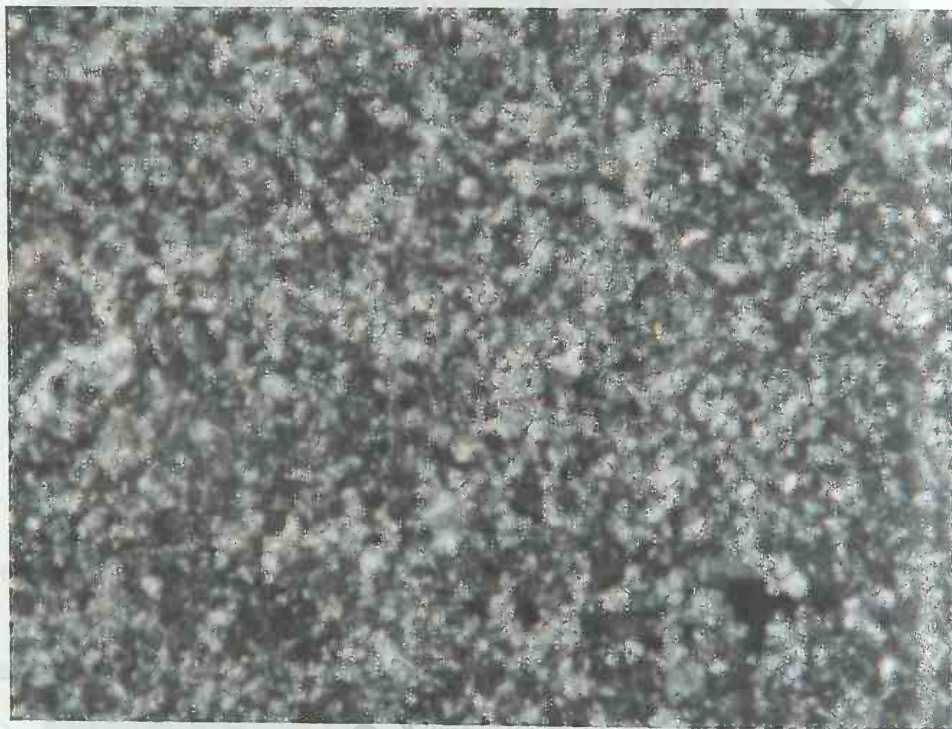


Fig. 94. Microgranit cu structura afanitică, microcristalină (XPL, L = 2mm).

În cadrul structurii afanitice, se separă următoarele structuri particulare:

- microcristalină, dacă granulele minerale sunt vizibile la microscopul optic (fig. 94);
- criptocristalină, dacă cristalele nu sunt vizibile la microscopul optic, având dimensiuni mai mici de $4\ \mu\text{m}$; existența lor este sugerată de prezența fenomenului de anizotropie cumulată¹.

Rocile formate numai din cristale vizibile la microscop sunt *fin granulare* ($0,25 - 0,064\ \text{mm}$) sau *foarte fin granulare* ($0,064 - 0,004\ \text{mm}$)².

¹ Apariția, în N+, a unui colorit cenușiu, prin aceasta deosebindu-se de sticla vulcanică amorfă care prezintă extincție permanentă.

² Limitele dimensionale $0,064$ și $0,004\ \text{mm}$ corespund și limitelor dintre nisip, silt și pelit.

În general sunt roci de suprafață și mai rar de adâncime. În această categorie sunt incluse microgranitele, microdioritele, microgabbrourele, aplitele, lamprofirele și altele.

Structura criptocristalină este întâlnită în special la **felsite**, acestea fiind formate în principal dintr-un agregat criptocristalin de feldspat (**fel**) și cuarț (**si**).

V.2.2.2. Mărimea relativă

Rocile eruptive conțin granule minerale ce pot prezenta sau nu diferențe dimensionale semnificative. În această situație, se definesc două tipuri de structură:

- **echigranulară** (*granulară*);

- **inechigranulară**.

Structura granulară (fig. 95) se întâlnește numai la **rocile faneritice**. Dimensiunile granulelor se încadrează în același ordin de mărime și sunt foarte apropiate (fie câteva zecimi de milimetru fie câțiva milimetri).

În rocile afanitice și faneritice pot fi întâlniți constituenți ce prezintă un contrast dimensional uneori remarcabil. În acest caz structura este inechigranulară și poate fi de două tipuri:

- **porfirică**;

- **poikilitică**.

Structura porfirică (fig. 96) este caracterizată de prezența unor cristale de dimensiuni mai mari și o masă mai fină, numită **mezostază** sau **masă fundamentală** (*groundmass*).

Cristalele de dimensiuni mai mari se numesc fie **fenocristale**, fie **megacristale**. Fenocristalele s-au format prin cristalizare în timpul răcirii magmei într-un moment anterior formării mezostazei. Termenul „megacristale” este utilizat în cazul în care geneza lor este incertă. Dacă s-au format prin metasomatism metamorfic, sunt denumite **megablaste** (se întâlnesc în unele granitoide paleozoice din munții Apuseni și Meridionali).

Mezostaza poate fi holocristalină, hipocristalină sau hialină.

Structura porfirică este întâlnită atât la rocile de suprafață cât și de adâncime (**riolite, dacite, andezite, microgranite porfirice, micromonzonite porfirice, lamprofire, granite porfirice, diorite porfirice și altele**).

Structura poikilitică este definită de prezența unor cristale gazdă, de dimensiuni mai mari și numite **hadacristale**, care includ cristale aparținând altor specii minerale. Hadacristalele se formează ulterior cristalelor incluse și uneori reprezintă și megacristale.



Fig. 95. Peridotit cu structura holocristalină, faneritică, echigranulară, constituit din olivină, piroxen și spinel (PPL-sus, XPL -jos; L=2mm).



Fig. 96. Andezit cu structura porfirică, constituit din mezostază (sticlă vulcanică și microcristale) și fenocristale de plagioclaz și piroxen (PPL-sus, XPL -jos; L=2mm).

Un exemplu în acest sens este granitul porfirc de Muntele Mare. Acesta este constituit dintr-o mezostază mediu granulară (de compoziție granodioritică, cuarț-dioritică, cuarț-monzodioritică) în care apar megacristale de dimensiuni centimetrice de microclin sau ortoză. Megacristalele sunt în același timp și hadacristale deoarece conțin incluziuni de cuarț, biotit, plagioclaz etc. Din punct de vedere optic, atât hadacristalele cât și incluziunile prezintă extincție aleatorie. Cel mai frecvent, termenul „*structură poikilitică*” este utilizat pentru descrierea mineralelor constitutive ale rocilor magmatice și mai puțin pentru descrierea structurii rocilor respective.

Hadacristalele (fig. 97) se pot forma atât prin cristalizare din magme cât și prin metasomatism metamorfic, fiind din acest punct de vedere, primare sau secundare. Hadacristalele primare cele mai frecvente sunt reprezentate prin amfiboli și piroxeni monoclinici (cu incluziuni poikilitice de plagioclaz, mai rar olivină), fiind întâlnite în unele diorite, gabbrouiri, dolerite (diabaze) și roci ultrabazice (incluziuni de olivină în piroxen).



Fig. 97. Hadacristal de piroxen (galben) cu incluziuni de plagioclaz; dolerit (XPL, L=2mm).

V.2.3. Forma granulelor minerale

În rocile magmatice hipocristaline și holocristaline, granulele minerale pot fi mai mult sau mai puțin euhedrale (idiomorfe). În funcție de gradul de idiomorfism, se separă trei tipuri de structură:

-*panidiomorfă*;

-*hipidiomorfă*;

-*allotriomorfă*.

Structura panidiomorfă caracterizează rocile formate în principal din cristale euhedrale. Este întâlnită mai frecvent la unele roci ultrabazice (e.g. dunitele). Structura hipidiomorfă este definită de prezența fie a cristalelor euhedrale și anhedrale (xenomorfe), fie a cristalelor subhedrale (contur parțial cristalografic, parțial neregulat). În cazul în care roca conține numai cristale anhedrale, structura este allotriomorfă (fig. 93) și este întâlnită în general la rocile acide și intermediare (granite, granodiorite, sienite).

V.2.4. Habitusul granulelor minerale

În funcție de habitusul mineralelor constituente se deosebesc trei grupe de structuri.

V.2.4.1. Habitus izometric

Rocile care conțin cristale izometrice prezintă structură *ortofirică*. Se întâlnește la unele trahite (fig. 98) și trahite alcali-feldspatice constituite din fenocristale izometrice de ortoză prinse într-o masă fundamentală alcătuită din cristale minuscule de ortoză și plagioclaz. Aceste roci se mai numesc *ortofire*.

V.2.4.1. Habitus prismatic, tabular sau acicular

În această grupă, structurile sunt definite atât de habitusul cristalelor cât și de raportul *cristale/stică vulcanică*. Se deosebesc următoarele tipuri:

- **structura intergranulară**: cristale prismatic-tabulare de plagioclaz, divers orientate, alcătuiesc o rețea în ochiurile căreia se găsesc cristale de olivină și/sau piroxen monoclinic (mai rar amfibol); sticla vulcanică lipsește, structura fiind caracteristică rocilor bazice hipoabisice și filoniene (fig. 99);
- **structura ofitică**: cristalele de clinopiroxen se dezvoltă sub forma unor hadacristale, înglobând rețeaua de plagioclaz (fig. 100);
- **structura tholeiitică**: în ochiurile rețelei, pe lângă granule de piroxen (mai rar olivină) apare și sticlă vulcanică, fiind o structură intermediară între cea intergranulară și intersertală (fig. 101);
- **structura intersertală**: în ochiurile rețelei apare numai sticla vulcanică sau o masă cryptocristalină (fig. 102);

- **structura hialoofitică:** cristalele de plagioclaz apar izolate, într-o mezostază vitroasă (fig. 103);
- **structura hialopilitică:** în masa fundamentală hialină apar **microlite** de plagioclaz (cristale lung prismatice, submilimetrice) (fig. 104);
- **structura pilotaxitică:** se deosebește de structura precedentă doar prin faptul că microlitele de plagioclaz sunt orientate după direcția de curgere a lavei, formând șiruri mai mult sau mai puțin paralele (fig. 105).

V.2.4.1. Habitus sferoidal

Structurile definite de acest tip de habitus sunt mai rare. Se întâlnesc atât la roci vulcanice cât și plutonice. Mai utilizate în literatura de specialitate sunt următoarele denumiri:

- **structura sferulitică sau variolitică:** cristale de feldspat potasic și/sau cuarț, plagioclaz, piroxen sau amfibol alcalin prezintă dezvoltare fibro-radiară, agregatele prezentându-se ca niște sferule; structura este întâlnită mai frecvent la riolite, respectiv pantellerite (fig. 106);
- **structura orbiculară:** este definită de prezența unor oceli de feldspat potasic; este caracteristică pentru granitele de Rapakiwi, numindu-se și structura Rapakiwi (fig. 107); mai este întâlnită și launele monzodiorite și diorite.



Fig. 98. Trahit cu structura ortofirică, fenocristalele de ortoclaz fiind izometrice (XPL, L=2).

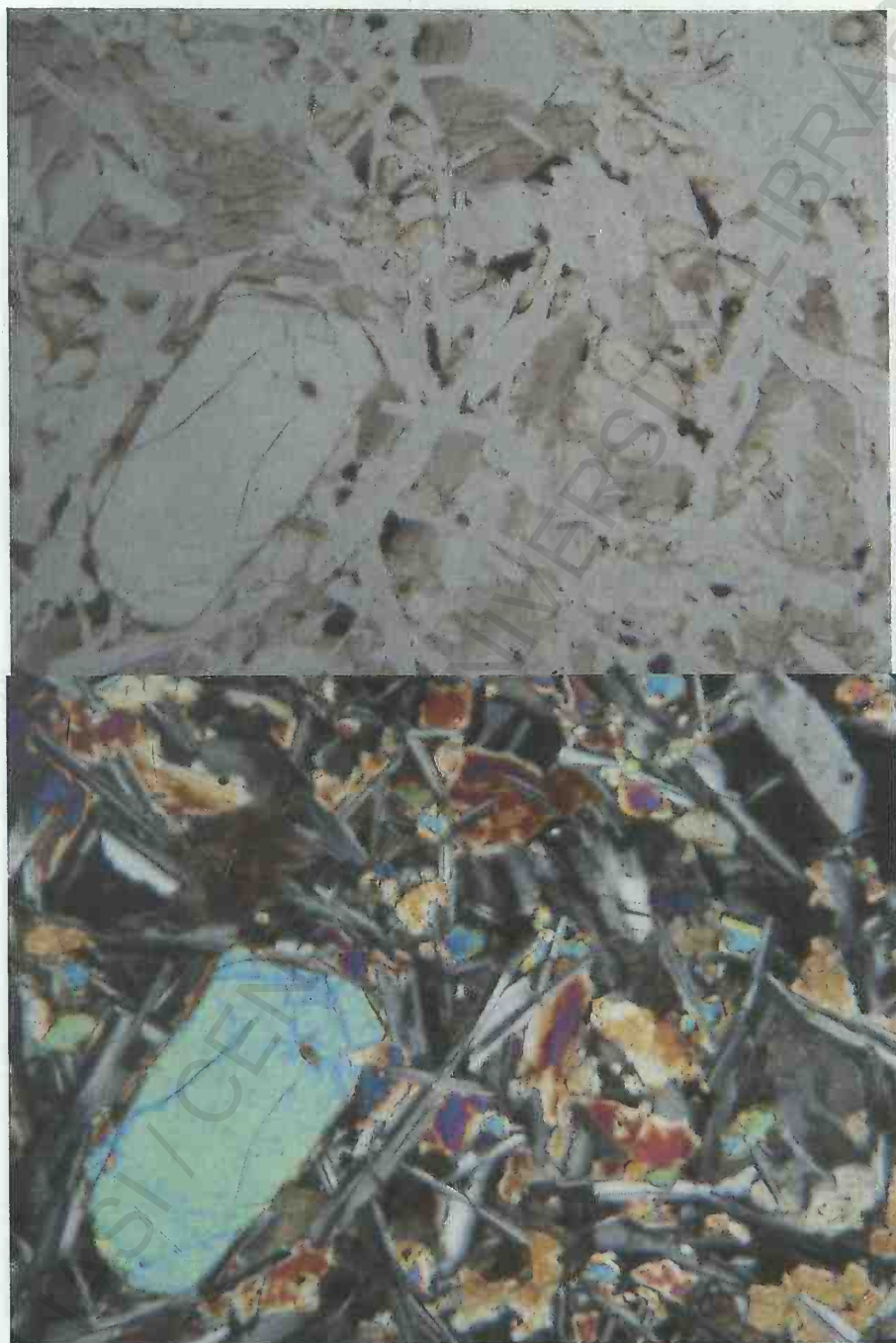


Fig. 99. Dolerit cu structura intergranulară, constituit din plagioclaz, olivină și piroxen (PPL-sus, XPL-jos; L=2mm).



Fig. 100. Dolerit cu structura ofitică; cristale de piroxen includ cristale prismatice de plagioclaz (XPL, L=2mm).



Fig. 101. Bazalt cu structura tholeiitică, alcătuit din plagioclaz, olivină, piroxen și sticlă vulcanică (negru) (XPL, L=2mm).



Fig. 102. Dolerit alcalin cu structura intersertală, (PPL - sus, XPL – jos; x23, din MacKenzie et al., 1982).



Fig. 103. Andezit cu structura hialoofitică (XPL, L = 2mm).



Fig. 104. Andezit cu structura hialopilitică (XPL, L = 2mm).



Fig. 105. Andezit cu structura pilotaxitică (XPL, L = 2mm).



Fig. 106. Riolit cu structura sferulitică (cristale aciculare foarte fine de cuarț și ortoclaz concreate radiar) (XPL, L = 2mm).



Fig. 107. Granit de Rapakiwi cu structura orbiculară caracterizată de prezența unor oceli de ortoclaz roz, unii cu coroană de plagioclaz sodic (L = 40 mm, din MacKenzie et al., 1982).

V.3. Sistemática și nomenclatura rocilor magmatice pe criteriul mineralogic-structural

Primele încercări de clasificare a rocilor magmatice, din prima jumătate a secolului XIX, au luat în considerare criteriile structural și mineralogic. În 1855, Cotta grupează rocile în funcție de compoziția mineralogică și structură. Tot în a doua jumătate a secolului XIX, Roth folosește criteriul chimic iar Rosenbusch separă trei grupe de roci eruptive în funcție de condițiile de zăcământ: efuzive, filoniene și plutonice (de adâncime). La începutul secolului XX apar clasificări chimice și mineralogice care constituie baza clasificărilor moderne. Astfel, Cross, Iddings, Pirsson și Washington elaborează în 1902 un procedeu de calcul al normei, adică compoziția mineralogică virtuală determinată prin calcul pe baza analizei chimice. Norma CIPW sau compoziția mineralogică normată se utilizează și în prezent. Johansen elaborează o clasificare mineralogică în care rocile sunt separate în clase, ordine și familii în funcție de conținutul în cuarț, feldspați și feldspatoizi. Clasificarea lui Johansen a constituit structura de bază a clasificării mineralogice moderne.

Clasificarea după criteriul mineralogic prezintă mai multe trepte de detaliere. Primul nivel de separare a rocilor magmatice are în vedere clasa de minerale dominante, fiind separate patru grupe de roci:

- roci silicatrice;
- roci carbonatice;
- roci oxidice;
- roci sulfurice.

Așa cum am menționat anterior, rocile oxidice și sulfurice sunt considerate minereuri și nu s-a încercat elaborarea unor scheme de clasificare.

Pentru rocile silicatrice, utilizând clasificările mineralogice și structurale existente și după o corespondență extensivă cu geologi din numeroase țări, Albert Streckeisen a elaborat o schemă de clasificare (1967, 1972) care a fost acceptată în 1973 de Uniunea Internațională a Științelor Geologice (IUGS). Respectând recomandările IUGS, schema de clasificare a fost completată ulterior (Le Maitre et al., 1989; Le Bas și Streckeisen, 1991; Wooley et al., 2000).

Schema de clasificare utilizează criteriile structural și mineralogic.

După criteriul structural, rocile se împart în două mari categorii:

- roci faneritice, echivalente cu rocile de adâncime sau plutonice;
- roci afanitice, echivalente cu rocile de suprafață sau vulcanice.

Pentru rocile silicatrice, se utilizează compoziția mineralogică modală (participarea volumetrică) și anume raportul volumetric dintre grupul M (minerale mafice) și suma grupurilor Q, A, P și F. Rocile care au raportul mai mare de 0,9 (adică grupul M reprezintă peste 90% din totalul mineralelor principale, în procente de volum) formează familia rocilor ultrabazice. Toate celelalte roci silicatrice se clasifică în familii în funcție de conținutul în Q, A, P și F. Clasificarea acestor familii se realizează cu ajutorul unei diagrame cuaternare formată prin alipirea a două diagrame ternare.

Diagramele ternare sunt utilizate pentru reprezentarea procentuală relativă a trei componente și au o largă utilizare în petrologie (diagrame de clasificare, de fază, geochimice etc.). Reprezentarea pe o diagramă ternară (triunghi echilateral) prezintă câteva caracteristici. Vârfurile triunghiului echilateral reprezintă cei trei componenți X, Y și Z. Punctele de pe laturile triunghiului reprezintă amestecuri de doi componenți, adică XY, XZ, respectiv YZ. Punctele din interiorul triunghiului reprezintă mixturi de trei componenți, adică XYZ. Pentru fiecare component în parte, conținutul este de 0% pe latura opusă vârfului și de 100% în vârf (fig. 108). Raportul dintre doi componenți este constant în lungul liniei ce unește un punct de pe latura celor doi componenți cu vârful celui de-al treilea component (fig. 109, a, b).

Considerăm un amestec de 10% X, 60% Y și 30% Z (suma lor trebuie să fie 100). Amplasarea pe diagramă a punctului corespunzător se face în felul următor (fig. 109, c):

- se trasează linia corespunzătoare conținutului de 10% X (este paralelă la latura YZ);
- se trasează linia corespunzătoare conținutului de 60% Y (este paralelă la latura XZ);
- punctul de intersecție a celor două drepte reprezintă punctul corespunzător amestecului considerat;
- se trasează linia corespunzătoare conținutului de 30% Z (este paralelă la latura XY); aceasta va trece obligatoriu prin punctul deja reprezentat.

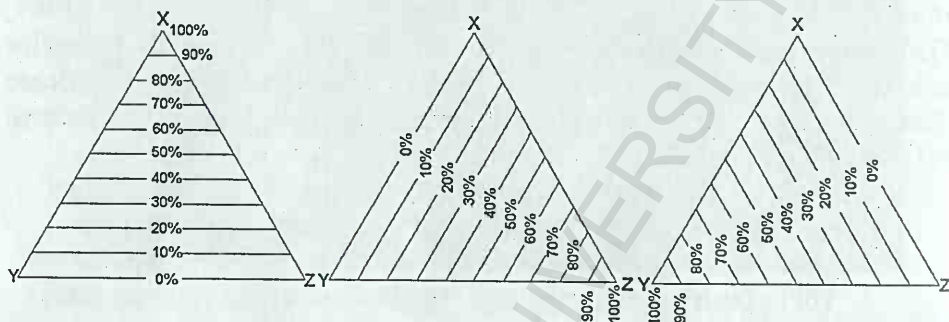


Fig. 108. Diagrama ternară. Mulțimea punctelor de egal conținut dintr-un anumit component este reprezentată prin drepte paralele la latura opusă vârfului componentului respectiv.

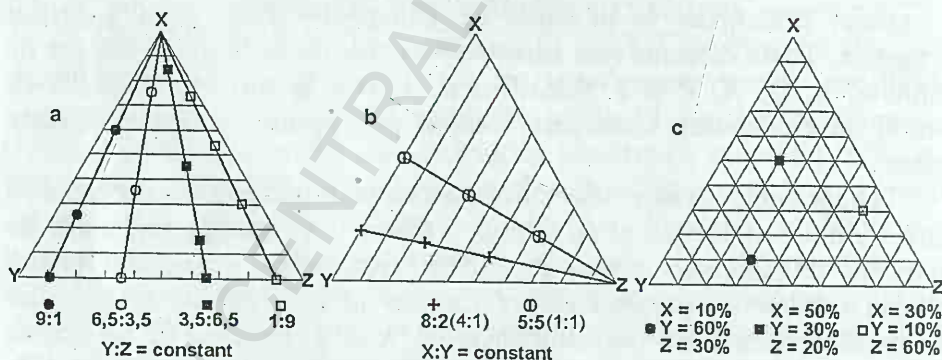


Fig. 109. Diagrama ternară; a, b – raportul a doi componenți este constant pe liniile care unesc latura celor doi componenți cu vârful opus; c – exemple de reprezentare a unor amestecuri de trei componenți.

Diagrama de clasificare a rocilor silicatiche este redată în figura 110. Tipurile petrografice faneritice (plutonice) și afanitice (vulcanice) corespunzătoare câmpurilor din diagramă sunt redată în tabelul 1. În cazul rocilor afanitice pentru care compoziția mineralogică modală (reală) nu poate fi determinată (au mezostaza hialină sau hipocristalină), se poate

utiliza o clasificare bazată pe natura fenocristalelor din rocă. Clasificarea și nomenclatura acestor roci sunt redată în diagrama din figura 111.

Rocile ultrabazice sau ultramafice se clasifică în funcție de participarea, în procente de volum, a mineralelor din grupul M (silicați fero-magnezieni). Pentru clasificare sunt utilizate diagrame ternare (fig. 112, 113).

Tabelul 1

Nomenclatura rocilor silicatie faneritice și afanitice corespunzătoare câmpurilor 1- 15 din figura 110, conform recomandărilor IUGS (1996)

Câmpul		ROCI FANERITICE	ROCI AFANITICE
1	a	Cuarțolite	-
	b	Granitoide bogate în cuarț	-
2		Granite alcali-feldspatice	Riolite alcali-feldspatice
3	Granite	a. Sienogranite	Riolite
		b. Monzogranite	
4		Granodiorite	Dacite
5		Tonalite	Dacite (Plagiodacite)
6		Sienite alcali-feldspatice	Trahite alcali-feldspatice
7		Sienite	Trahite
8		Monzonite	Latite
9		Monzodiorite (An < 50%)	Latiandezite (An < 50%)
		Monzogabbrouri (An > 50%)	Latibazalte (An > 50%)
10		Diorite (An < 50%)	Andezite (An < 50%; SiO ₂ > 52%)
		Gabbrouri (An > 50%)	Bazalte (An > 50%; SiO ₂ < 52%)
		Anortozite (M < 10%)	-
11		Sienite foidice	Fonolite
12		Monzosienite foidice	Fonolite tefritice
13	Monzodiorite foidice Monzogabbrouri foidice	Essexite	Tefrite fonolitice (olivină < 10%)
			Basanite fonolitice (olivină > 10%)
14	Diorite foidice Gabbrouri foidice	Theralite	Tefrite (olivină < 10%)
			Basanite (olivină > 10%)
15	Foidolite	Foidite	a Foidite fonolitice Nefelinite fonolitice Leucitite fonolitice
			b Foidite basanitice Foidite tefritice Nefelinite basanitice Leucitite basanitice
			c Foidite Nefelinite Leucitite
16		Rocile ultrabazice (ultramafitite)	

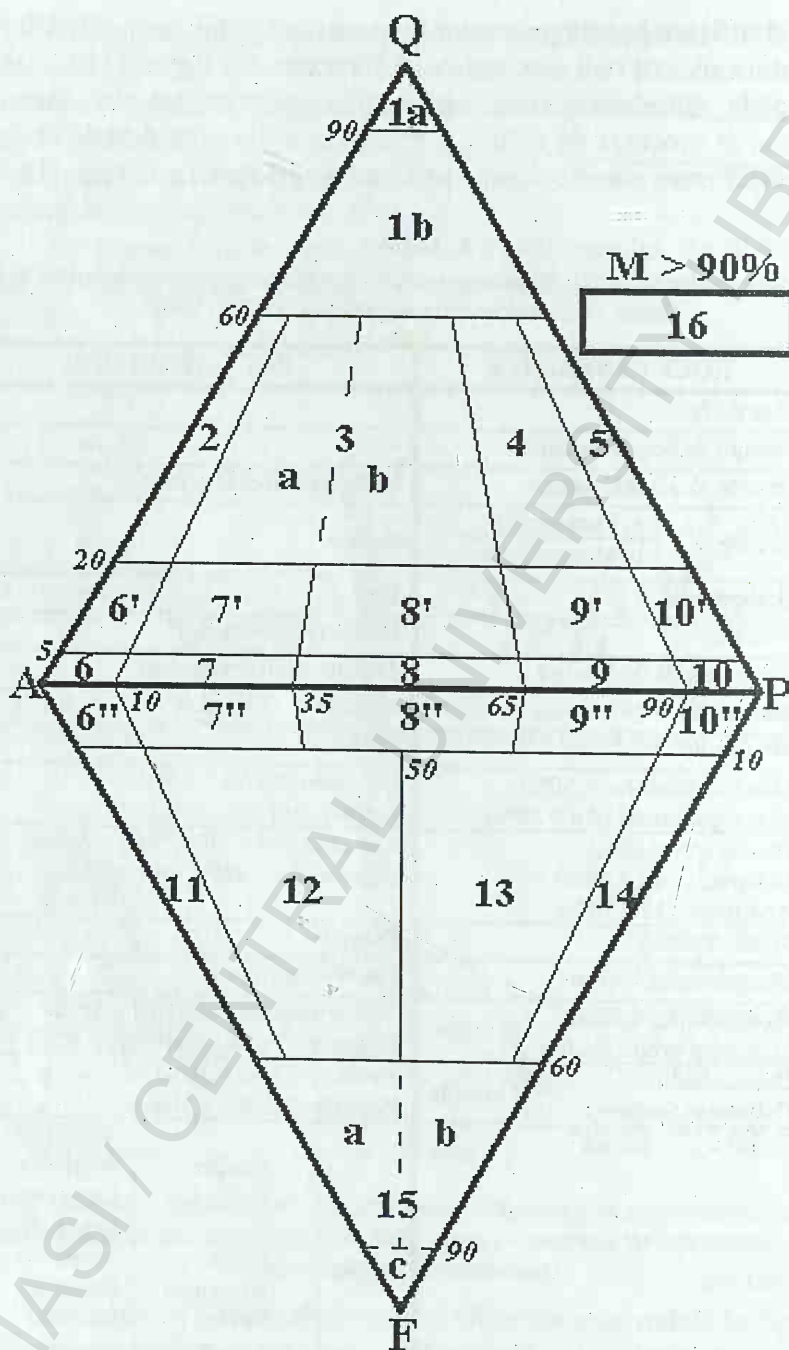


Fig. 110. Numerotarea câmpurilor în diagrama QAPF de clasificare a rocilor silicatrice (Streckeisen, 1976).

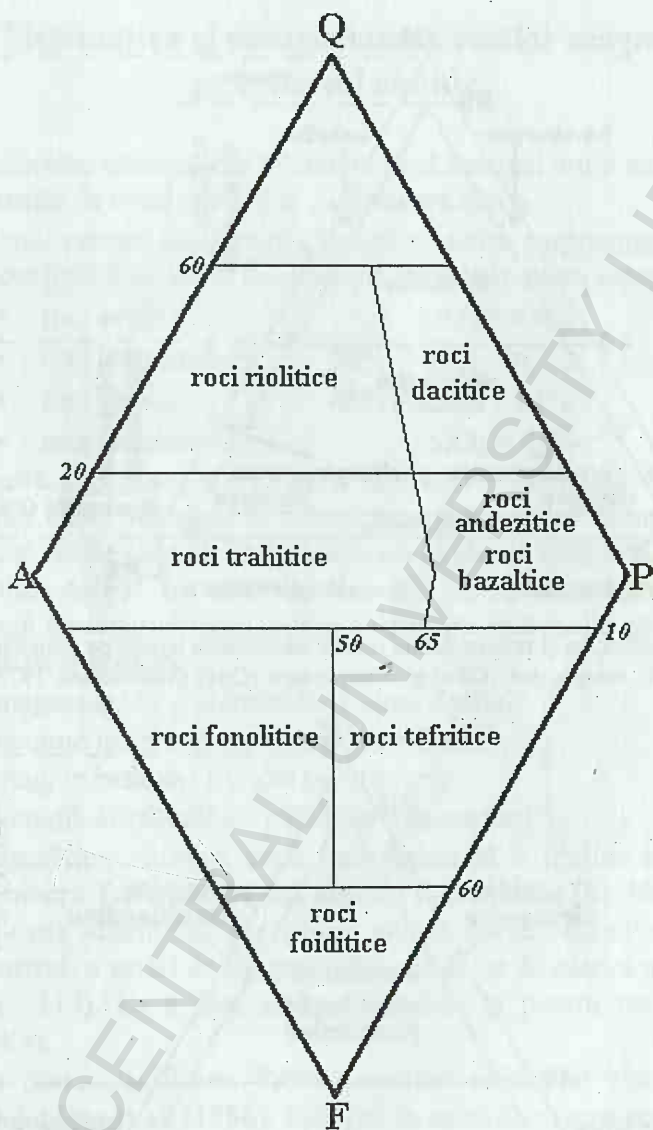


Fig. 111. Diagrama QAPF de clasificare și nomenclatura rocilor afanitice, porfirice (Streckeisen, 1979).

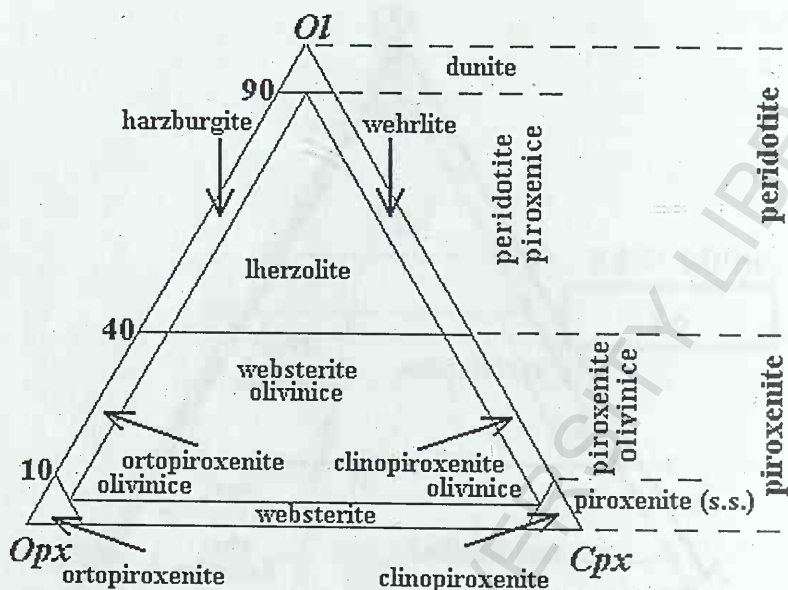


Fig. 112. Clasificarea și nomenclatura rocilor ultrabazice bazată pe proporția de olivină (Ol), ortopiroxen (Opx) și clinopiroxen (Cpx) (Streckeisen, 1973).

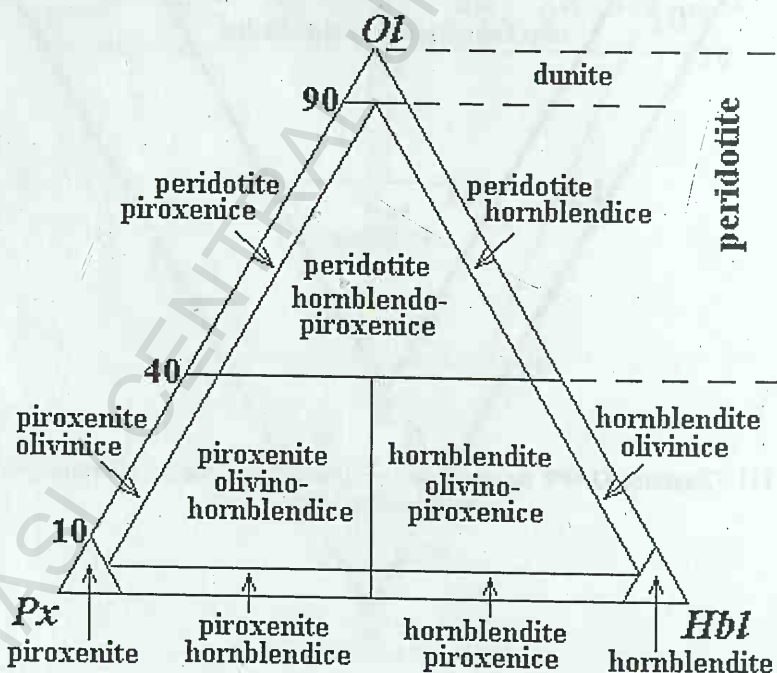


Fig. 113. Clasificarea și nomenclatura rocilor ultrabazice bazată pe proporția de olivină (Ol), ortopiroxen (Opx) și hornblendă (Hbl) (Streckeisen, 1973).

V.4. Sistematica și nomenclatura rocilor magmatice pe criteriul chimic

Clasificarea chimică are în vedere unul sau mai mulți oxizi principali sau o combinație de oxizi principali și elemente urmă.

Cea mai sumară clasificare chimică a rocilor magmatice silicatice se bazează pe conținutul în SiO_2 . Rocile sunt grupate în patru categorii:

- roci acide - $\text{SiO}_2 > 63\%$;
- roci intermediare - $52\% < \text{SiO}_2 < 63\%$;
- roci bazice - $45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$;
- roci ultrabazice - $\text{SiO}_2 < 45\%$.

Această clasificare are caracter restrictiv. Se referă doar la rocile constituite din cuarț, feldspați și silicați fero-magnezieni (minerale mafice) neincluzând și rocile silicatice suprasaturate în alcalii (rocile cu feldspatoizi din triunghiul APF). În schimb, termenii acid, intermediar, bazic și ultrabazic sunt frecvent utilizați pentru a desemna atât rocile cât și magmele, având următoarele sensuri:

- ✓ magme acide – granitoide (riolite, dacite);
- ✓ magme intermediare – andezite (diorite);
- ✓ magme bazice – bazalte (gabbrouri);
- ✓ magme ultrabazice – peridotite (komatiite).

O clasificare chimică mult mai elaborată a rocilor silicatice este clasificarea binară TAS, adică total alcalii (TA) și SiO_2 (S). Este una dintre cele mai folosite scheme de clasificare pentru rocile vulcanice. Cox et al. (1979) a construit o astfel de diagramă folosindu-se de câteva mii de analize chimice (fig. 114). Ea a fost adaptată ulterior și pentru rocile plutonice (Wilson, 1989).

O a doua clasificare TAS a rocilor vulcanice silicatice a fost elaborată de Le Bas et al. (1986), folosind în acest scop un număr de 24.000 de analize chimice. Nomenclatura rocilor este identică, cu câteva excepții, cu cea utilizată în clasificarea mineralogică. IUGS (Le Maitre et al., 1989) recomandă ca pentru denumirile comune să se menționeze, pentru tipurile petrochimice (separate pe criteriul chimic) abrevierea TAS în paranteză (fig. 115). Coordonatele (x,y) ale punctelor de intersecție a liniilor de separare a câmpurilor sunt (41,3); (45,3); (45,5); (52,5); (57,5.9); (63,7); (69,8); (41,7); (49.4,7.3); (45,9.4); (53,9.3); (48.4,11.5); (57.6,11.7); (52.4,14); (61,13.5)

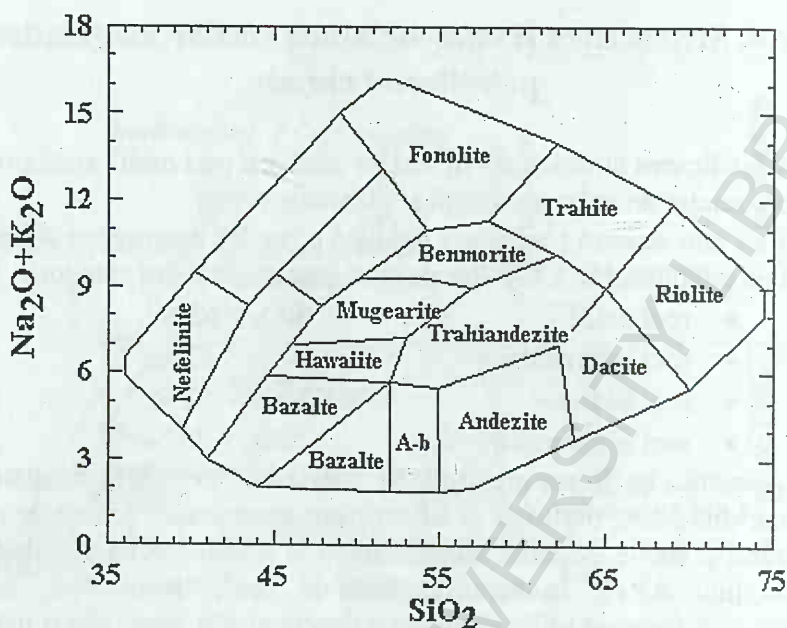


Fig. 114. Clasificarea chimică a rocilor vulcanice (Cox et al., 1979)

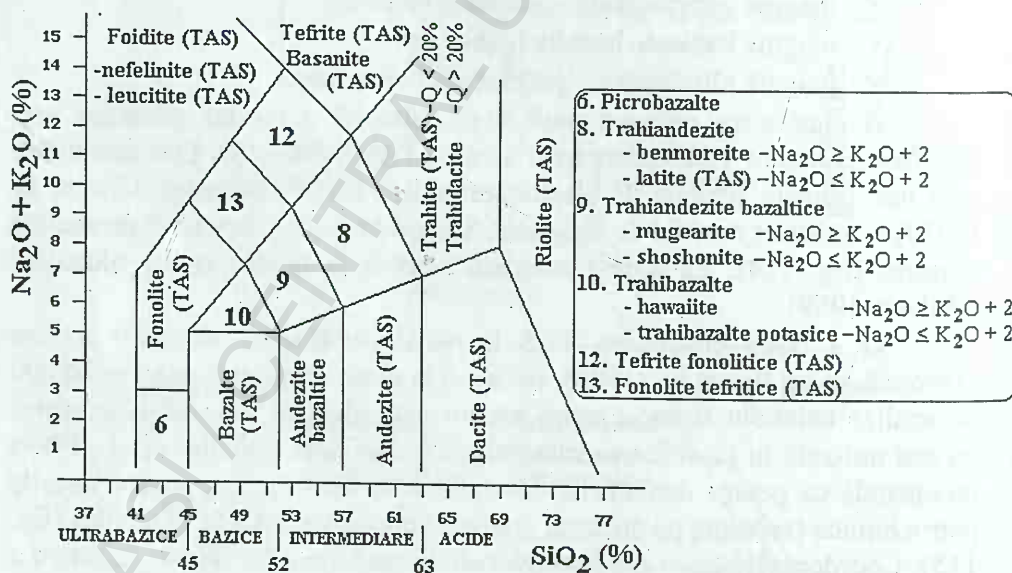


Fig. 115. Clasificarea chimică a rocilor vulcanice (Le Bas et al., 1986)

Pentru riolite și trahite se poate face o separare de rang inferior, astfel (MacDonald, 1984):

- riolite comenditice $\text{Al}_2\text{O}_3 > 1,33 \text{ FeO} + 4,4$
- trahite comenditice
- riolite pantelleritice $\text{Al}_2\text{O}_3 < 1,33 \text{ FeO} + 4,4$
- trahite pantelleritice

Clasificarea chimică este utilizată și pentru rocile vulcanice bogate în MgO. Din acest punct de vedere se separă:

- **boninite** – $\text{MgO} > 8\%$; $\text{SiO}_2 > 52\%$; $\text{TiO}_2 < 0,5\%$;
- **roci picritice** – $\text{MgO} > 12\%$; $\text{SiO}_2 < 52\%$.

La rândul lor, rocile picritice se divid în (fig. 116):

- **picrite (s.s.)** – $\text{MgO} > 12\%$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 3\%$;
- **komatiite** – $\text{MgO} > 18\%$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 2\%$; $\text{TiO}_2 < 1\%$;
- **meimechite** – $\text{MgO} > 18\%$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 2\%$; $\text{TiO}_2 > 1\%$.

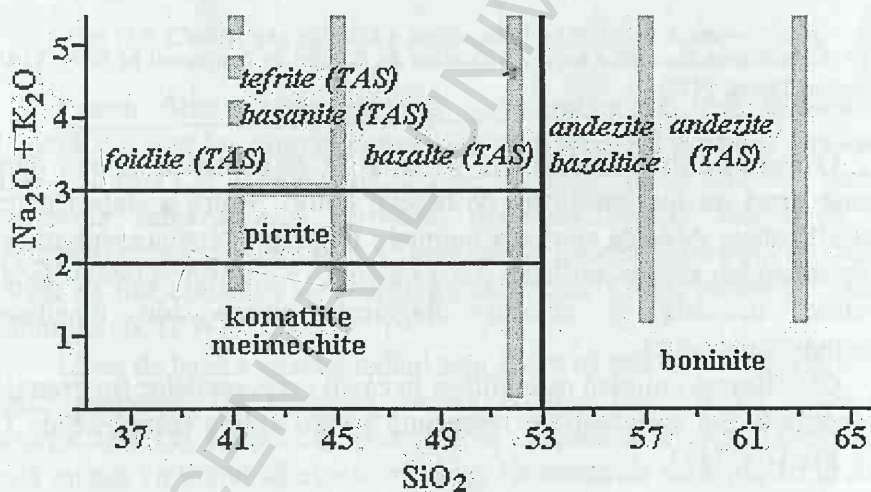


Fig. 116. Clasificarea rocilor vulcanice bogate în MgO cu ajutorul diagramei TAS (Le Maitre et al., 1989; Woolley et al., 1996, Le Bas, 2000). Benzile trasate pe diagramă delimitează câmpurile din diagrama TAS reprezentată în fig. 8.

Un al doilea tip de diagrame de clasificare chimică a rocilor silicatică utilizează o combinație de oxizi majori și elemente urmă sau numai elemente urmă. De exemplu, rocile vulcanice pot fi calificate, utilizând aceeași nomenclatură, în funcție de conținutul în SiO_2 , Ti și Zr (fig. 117).

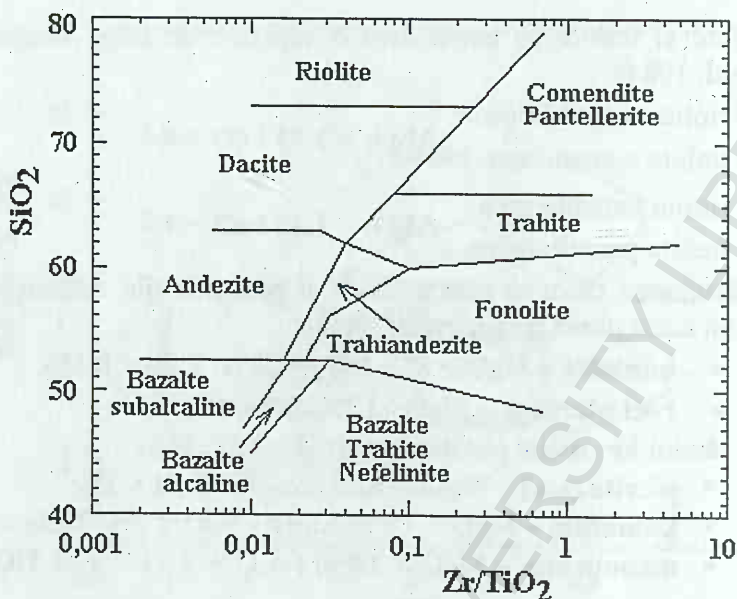


Fig. 117. Clasificarea chimică a rocilor vulcanice în funcție de conținutul în SiO_2 , Ti și Zr (Winchester, Floyd, 1977).

O serie de diagrame binare cu oxizi și elemente urmă sau numai elemente urmă au fost publicate de diverși autori pentru a stabili geneza rocilor silicatică. Acestea sunt așa numitele diagrame tectonomagmatice și este recomandat să fie utilizate cu prudență. Rollinson (1993) face o prezentare detaliată a acestor diagrame binare (de clasificare, tectonomagmatice etc.).

Clasificarea chimică este utilă și în cazul carbonatitelor fin granulare sau constituite din carbonați ce reprezintă soluții solide complexe de Ca-Mg-Fe-Mn (fig. 118).

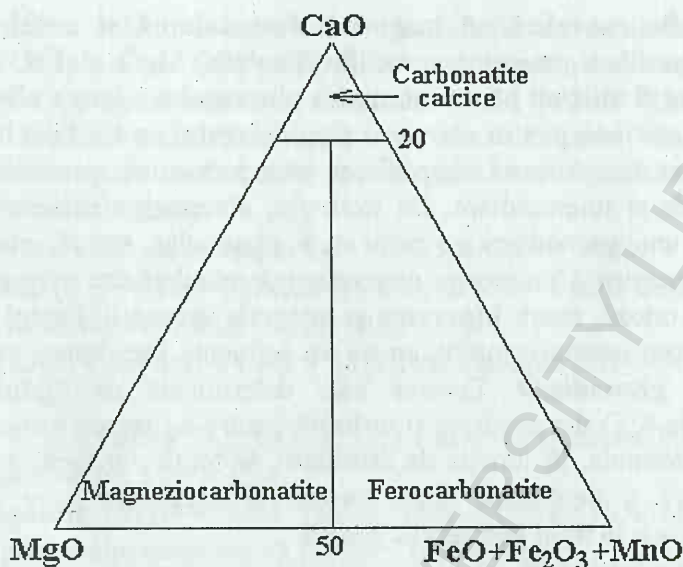


Fig. 118. Clasificarea chimică a carbonatitelor (Woolley, Kempe, 1989).

Pentru determinarea tipurilor petrografice de roci silicatie, se utilizează frecvent așa numita **compoziție mineralogică normată** sau **norma CIPW**. Norma CIPW reprezintă o asociație ipotetică de minerale standard (**compoziție mineralogică virtuală**) determinată prin calcul pe baza compoziției chimice a unei roci. Conceptul de „normă” și modul de calcul al acesteia au fost elaborate de petrologii americani Cross, Iddings, Pirsson și Washington (CIPW).

Ideea de bază a acestui calcul este aceea că mineralele conțin oxizi în diverse proporții. De exemplu, ortoza conține K_2O , Al_2O_3 și SiO_2 în proporție de 1:1:6. Dacă o rocă conține, în unitatea de masă, 10 molecule de ortoza atunci va trebui să avem cel puțin 10 molecule de K_2O , 10 molecule de Al_2O_3 și 60 molecule de SiO_2 . Dacă unul sau doi dintre oxizi apar în cantități mai mari înseamnă că roca mai conține și alte minerale în compoziția cărora intră oxizii respectivi. Există însă minerale care sunt formate din aceeași oxizi, de exemplu piroxenii feromagnezieni și olivina, feldspații și feldspatoizii. În acest caz mai întâi se vor calcula sau norma mineralele saturate în silice (feldspații și piroxenii). Dacă nu este suficientă silice (SiO_2) pentru normarea acestora, atunci se normează mineralele subsaturate în silice (olivina, feldspatoizii).

Această metodă de calcul a compoziției mineralogice a unei roci are în vedere unele simplificări dintre care mai importante sunt:

A. Se consideră că magma a fost anhidră și astfel mineralele hidratate (amfiboli, mize) nu vor fi calculate. MgO și FeO din aceste minerale vor fi utilizați pentru normarea piroxenului și/sau a olivinei, Na_2O și CaO din amfiboli pentru normarea plagioclazului iar K_2O din biotit pentru normarea ortozei. Această simplificare introduce erori apreciabile în cazul rocilor acide și intermediare. De exemplu, compoziția mineralogică reală (modală) a unui granodiorit cu biotit va fi: plagioclaz, ortoză, cuarț, biotit și minerale accesorii. Compoziția mineralogică calculată sau norma va conține plagioclaz, ortoză, cuarț, hipersten și minerale accesorii. Faptul că în locul biotitului vom norma ortopiroxen nu va influența încadrarea rocii la tipul petrografic *granodiorit*. Eroarea este determinată de faptul că toată cantitatea de K_2O din biotit va fi utilizată pentru normarea ortozei. Aceasta ar putea determina, în funcție de cantitatea de biotit din rocă, o modificare semnificativă a raportului dintre ortoză și plagioclaz care să impună încadrarea rocii la tipul petrografic *granit*.

B. Se consideră că mineralele feromagneziene nu conțin Al_2O_3 . Întreaga cantitate de Al_2O_3 din rocă va fi utilizată pentru normarea feldspatilor, feldspatoizilor și eventual a corindonului.

C. Raportul MgO/FeO se consideră identic în toate mineralele feromagneziene.

Norma sau compoziția mineralogică normată este utilă atât pentru clasificarea rocilor dar mai ales pentru încadrarea rocilor la una din următoarele categorii:

- roci suprasaturate în silice: conțin cuarț și hipersten normativ;
- roci saturate în silice: conțin hipersten ± olivină;
- roci subsaturate în silice: conțin olivină ± feldspatoizi.

Secvențele de calcul al normei sunt următoarele:

1. Conținutul în procente de masă al fiecărui oxid (din analiza chimică) se împarte la masa moleculară a oxidului respectiv, obținându-se proporțiile moleculare sau numărul de molecule de oxid în rocă. Deoarece calculul cu multe zecimale este mai dificil, valorile obținute se înmulțesc cu 1000 și apoi se face rotunjirea la prima zecimală.

2. Cantitatea de MnO se adaugă la cea de FeO .

3. Se normează calcitul – $Cc = CaO \cdot CO_2$. Pentru acesta se va consuma întreaga cantitate de CO_2 și o cantitate egală de CaO , obținându-se numărul de molecule de calcit normativ. Cantitatea de CaO utilizată se scade din cantitatea totală de CaO iar restul se va folosi pentru normarea altor minerale. Dacă cantitatea de CO_2 este mai mare decât cea de CaO ,

atunci normarea calcitului se va face în funcție de cantitatea de CaO disponibilă. Surplusul de CO_2 va fi utilizat pentru normarea magnezitului – $\text{Mz} = \text{MgO} \cdot \text{CO}_2$ și, eventual, a sideritului – $\text{Sd} = \text{FeO} \cdot \text{CO}_2$. Deoarece raporturile cantitative dintre diverșii oxizi din rocă sunt variabile, vom exemplifica normarea carbonaților pentru cele trei situații, regula fiind valabilă și pentru alte minerale.

a. $\text{CO}_2 < \text{CaO}$, de exemplu $\text{CO}_2 = 21,3$ și $\text{CaO} = 56,8$.

Calcit (Cc) = 21,3 (adică 21,3 CO_2 și 21,3 CaO). CaO disponibil pentru alte minerale va fi $56,8 - 21,3 = 35,5$.

b. $\text{CO}_2 > \text{CaO}$ dar $< \text{CaO} + \text{MgO}$, de exemplu $\text{CO}_2 = 48,6$; $\text{CaO} = 33,2$; $\text{MgO} = 48,9$.

Cc = 33,2 (adică 33,2 CO_2 și 33,2 CaO). CO_2 disponibil pentru alți carbonați va fi $48,6 - 33,2 = 15,4$.

Magnezit (Mz) = 15,4 (adică 15,4 CO_2 și 15,4 MgO). MgO disponibil pentru alte minerale va fi $48,9 - 15,4 = 33,5$.

c. $\text{CO}_2 > \text{CaO} + \text{MgO}$ dar $< \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}$. Se va norma calcitul, magnezitul și apoi sideritul. La normarea sideritului se va folosi întreaga cantitate de CO_2 (rămasă bineînțeles după normarea calcitului și magnezitului) și doar o parte din FeO . Restul de FeO va fi utilizat pentru normarea altor minerale.

4. Se va norma apatitul – **Ap** = $5\text{CaO} \cdot 1,5\text{P}_2\text{O}_5$. De exemplu, $\text{CaO} = 35,5$ și $\text{P}_2\text{O}_5 = 6,9$.

$\text{Ap} = \text{P}_2\text{O}_5 / 1,5 = 6,9 / 1,5 = 4,6$ molecule. Cantitatea de CaO folosită este $6,9 \times (5:1,5) = 6,9 \times 3,33 = 22,977 = 23$ (am menționat că facem rotunjiri la prima zecimală). Cantitatea de CaO rămasă disponibilă pentru alte minerale va fi $35,5 - 23 = 12,5$.

5. Se va norma ilmenitul – **Il** = $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$.

a. Dacă există un exces de TiO_2 , se va norma titanitul – **Ti** = $\text{CaO} \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{SiO}_2$, dar numai după normarea anortitului (regula 9). Dacă și după normarea titanitului avem exces de TiO_2 , se va norma rutilul – **Rt** = TiO_2 .

6. Se va norma ortoza – **Or** = $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ (cantitatea de K_2O este consumată în întregime iar cantitățile de Al_2O_3 și SiO_2 utilizate se vor scădea din cantitățile disponibile iar ceea ce va rămâne se va utiliza pentru normarea altor minerale).

7. Se va norma albitul – **Ab** = $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$.

a. Dacă $\text{Na}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$, cu excesul de Na_2O (după normarea albitului) se va norma egirinul sau acmitul – **Ac** = $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$.

8. Se va norma magnetitul – $Mt = FeO \cdot Fe_2O_3$.

a. Dacă $Fe_2O_3 > FeO$, cu excesul de Fe_2O_3 se va norma hematitul – He .

9. Se va norma anortitul – $An = CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.

a. Dacă $CaO > Al_2O_3$, cu excesul de Al_2O_3 se va norma, dacă este cazul, titanitul (regula 5a).

b. Dacă mai rămâne CaO , se va norma diopsidul (regula 11) și, eventual,

wollastonitul (regula 11a).

c. Dacă $CaO < Al_2O_3$, cu excesul de Al_2O_3 se va norma corindonul – C

(regulile 9a și 9b sunt incompatibile cu regula 9c).

10. Cantitățile disponibile de MgO și FeO se adună, formând $(Mg,Fe)O$.

11. Se normează diopsidul – $Di = CaO \cdot (Mg,Fe)O \cdot 2SiO_2$.

a. Dacă $CaO > (Mg,Fe)O$, cu excesul de CaO se normează wollastonitul – $Wo = CaO \cdot SiO_2$.

12. Se normează hiperstenul – $Hy = (Mg,Fe)O \cdot SiO_2$.

13. Se normează cuarțul – Q .

În situația în care cantitatea de silice disponibilă după normarea diopsidului (regula 11) nu este suficientă pentru normarea hiperstenului (regula 12), se va trece la normarea mineralelor subsaturate în silice iar regula 13 nu se mai aplică. Secvențele de calcul pentru mineralele subsaturate în silice sunt următoarele:

14. Silicea disponibilă după normarea diopsidului se distribuie atât hiperstenului cât și olivinei utilizând următoarea formulă de calcul:

$$Hy = 2S - M$$

$$Ol = M - Hy$$

$Hy = (Mg,Fe)O \cdot SiO_2$, S este cantitatea de silice, M este $(Mg,Fe)O$ iar $Ol = 2(Mg,Fe)O \cdot SiO_2$.

15. Dacă pentru Hy obținem o valoare negativă, atunci se va norma numai olivina, iar deficitul de silice va fi obținut prin normarea feldspatoizilor în locul feldspatilor. De exemplu, după calculul diopsidului, cantitatea de SiO_2 disponibilă este de 10 molecule iar cea de $(Mg,Fe)O$ este de 30 molecule. Deoarece $SiO_2 < (Mg,Fe)O$, regulile 12 și 13 nu se aplică și se trece la regula 14:

$$Hy = 2 \times 10 - 30 = -10.$$

Valoarea fiind negativă, se trece la regula 15:

OI = 15, adică 30 molecule de (Mg,Fe)O și 15 molecule de SiO₂. Deficitul de silice este de 5 molecule, cantitate care va fi obținută din normarea feldspatoizilor în locul feldspaților, după următoarele reguli:

16. Se va extrage din silicea folosită la normarea albitului cantitatea necesară pentru olivină (în exemplul considerat, 5 molecule). Ceea ce rămâne se va utiliza la normarea albitului și nefelinului, utilizând următoarea formulă:

$$Ab = (S - 2N)/4$$

$$Ne = N - ab$$

Ab – albit, Ne – nefelin = Na₂O·Al₂O₃·2SiO₂, S – silicea utilizată inițial pentru normarea albitului dar din care s-a scăzut cantitatea necesară pentru a acoperi deficitul de la olivină (în exemplul considerat, 5 molecule).

17. Dacă valoarea obținută pentru **Ab** este negativă, atunci în locul albitului se normează nefelinul. Cantitatea de silice care se obține prin această transformare, se va scădea din deficitul de silice de la olivină. Restul acestei scăderi se va scădea la rândul lui din cantitatea de silice utilizată pentru normarea ortozei. Ceea ce se obține va fi utilizat la normarea ortozei și leucitului folosind următoarea formulă:

$$Or = (S - 4K)/2$$

$$Lc = K - Or$$

Or – ortoză, S – silicea utilizată la normarea ortozei, după ce s-a extras silicea necesară olivinei, K – cantitatea de K₂O, Lc – leucitul = K₂O·Al₂O₃·4SiO₂.

Pentru a înțelege aplicarea regulilor 15 – 18, vom considera următorul exemplu:

$$Or = 20 \text{ molecule } (20K_2O \cdot 20Al_2O_3 \cdot 120SiO_2)$$

$$Ab = 10 \text{ molecule } (10Na_2O \cdot 10Al_2O_3 \cdot 60SiO_2)$$

Cantitățile de SiO₂ și (Mg,Fe)O rămase disponibile după aplicarea regulii 11 sunt de 10 molecule și, respectiv, 120 molecule.

Aplicând regula 14, obținem pentru **Hy** o valoare negativă și trecem la regula 15. Calculăm olivina: **OI** = 60, adică 120 molecule de (Mg,Fe)O și 60 molecule de SiO₂. Constatăm că avem disponibile doar 10 molecule de SiO₂ ceea ce înseamnă un deficit de 50 molecule. Aplicăm regula 16:

- extragem din silicea utilizată pentru normarea albitului, adică $10 \times 6 = 60$ molecule, cele 50 molecule necesare pentru olivină și obținem $S = 60 - 50 = 10$.
- aplicăm formula de calcul: $Ab = (10 - 2 \times 10)/4 = -2,5$.

Deoarece valoarea pentru **Ab** este negativă, trecem la regula 17:

- normăm nefelin în locul albitului: $Ne = 10$ molecule, adică $10Na_2O \cdot 10Al_2O_3 \cdot 20SiO_2$; cantitatea de silice disponibilă în urma acestei operații este de 40 molecule deoarece în albit am avut 60 molecule de SiO_2 iar în nefelin am folosit doar 20 molecule de SiO_2 ;
- scădem din deficitul de SiO_2 pentru olivină, adică 50 molecule, cantitatea de SiO_2 rezultată prin normarea nefelinului în locul albitului, adică 40 molecule. Noul deficit de SiO_2 pentru olivină este de 10 molecule;
- din cantitatea de silice utilizată pentru normarea ortozei, adică 120 molecule, scădem deficitul pentru olivină și obținem $S = 120 - 10 = 110$, care va fi utilizată pentru normarea leucitului și ortozei cu ajutorul formulelor de calcul:

$$Or = (110 - 4 \times 20) / 2 = 15 \text{ molecule}$$

$$Lc = 20 - 15 = 5 \text{ molecule.}$$

18. Dacă în urma aplicării regulii 17 se obține pentru **Or** o valoare negativă, atunci în locul ortozei și leucitului se va norma leucit și kalsilit – **Ks** = $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$, utilizând următoarele relații:

$$Lc = (S - 2K) / 2$$

$$Ks = K - Lc$$

19. Se determină procente de masă pentru fiecare mineral normat. Pentru aceasta, se înmulțește numărul de molecule cu masa moleculară a mineralului și se împarte la 1000 (la prima secvență de calcul am înmulțit cu 1000 pentru a nu lucra cu multe zecimale). Masele moleculare se determină în funcție de formula utilizată pentru fiecare mineral în parte. O situație aparte o reprezintă mineralele care conțin $(Mg,Fe)O$. Masa moleculară pentru $(Mg,Fe)O$ se determină cu următoarea relație:

$$[(Mg,Fe)O] = x/(x+y) \cdot [FeO] + y/(x+y) \cdot [MgO], \text{ unde:}$$

x = număr de molecule de FeO (+ MnO); y = număr de molecule de MgO ;

$[(Mg,Fe)O]$, $[FeO]$ și $[MgO]$ – mase moleculare.

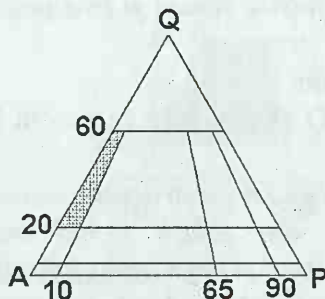
Suma procentelor de masă pentru toate mineralele normate nu trebuie să depășească 100%, valoarea fiind foarte apropiată de valoarea obținută din analiza chimică din care se scade conținutul în H_2O .

Mase moleculare la principalii oxizi:

$$[SiO_2] = 60,08; [TiO_2] = 79,90; [Al_2O_3] = 101,96; [Fe_2O_3] = 159,69; [FeO] = 71,85; [MnO] = 70,94; [MgO] = 40,31; [CaO] = 56,08; [Na_2O] = 61,98; [K_2O] = 94,20; [P_2O_5] = 141,94; [CO_2] = 44,01$$

V.5. Descrierea principalelor grupe de roci magmatice

I. Grupa granitelor alcali-feldspatice



A. Roci plutonice

* **Granite alcali-feldspatice:** sunt roci faneritice, deschise la culoare, constituite în principal din cuarț (Q) și feldspat alcalin (A). Plagioclazul (P) reprezintă sub 10% din totalul feldspaților. Mai conțin minerale mafice sau feromagneziene (M) și minerale accesorii (Ma). Când conțin M cu caracter alcalin (piroxen și/sau amfibol alcalin), sunt denumite impropriu granite alcaline (se recomandă renunțarea la acest termen).

Q: cristale anhedrale, uneori cu extincție ondulatorie și frecvent cu incluziuni lichide, gazoase și solide (microcristale de apatit, rutil, zircon).

A: este reprezentat prin ortoză pertitică, microclin pertit, microclin, albit.

M: sunt reprezentate prin biotit, muscovit sau piroxen alcalin (egirin, egirin-augit) și/sau amfibol alcalin (frecvent riebeckit).

Ma: zircon, titanit, apatit, fluorit, thorit, monazit, oxizi de Fe, etc.

Varietăți:

1. Funcție de mineralul mafic predominant:
 - **granit alcali-feldspatic cu biotit;**
 - **granit alcali-feldspatic cu muscovit;**
 - **granit cu egirin;**
 - **granit cu riebeckit;**
 - **granit cu egirin și riebeckit, etc.**
2. **Alaskit** – granit alcali-feldspatic lipsit total sau aproape total de M; este constituit din feldspat potasic (A) și cuarț (Q).

B. Roci hipoabisice și filoniene

1. Aplit alcali-feldspatic:

-este constituit din Q și A.

Aplit = rocă leucocrată, micro la mediu granulară, allotriomorfă, fără M; mineralele felsice (cuarț și feldspați) prezintă același grad de idiomorfism.

2. Pegmatit alcali-feldspatic:

-este constituit din A, Q și minerale ce conțin Rb, Cs, B, Li, Be, F, REE (elemente rare).

Pegmatit = rocă filoniană cu structură macro la gigantogranulară, formată prin cristalizare din soluții lichid magmatice reziduale - pegmatitice (650⁰ – 365⁰C) (sunt și pegmatite metamorfice!)

3. Microgranit porfiric alcali-feldspatic:

- are aceeași compoziție cu granitul alcali-feldspatic însă prezintă structură holocristalină porfirică;
- constituie corpuri subvulcanice, făcând trecerea spre rocile vulcanice, sau reprezintă corpuri filoniene legate de intruziuni.

C. Roci vulcanice sau efuzive

Riolite alcali-feldspatice: sunt roci afanitice, frecvent porfirice, alcătuite din A, Q și/sau sticlă vulcanică de chimism corespunzător. Mezostaza sau masa fundamentală este hialină, hipocristalină și mai rar holocristalină; tipică pentru aceste roci este mezostaza felsitică (agregat criptocristalin de A și Q). Fenocristalele sunt reprezentate prin Q (bipiramide hexagonale, frecvent corodate magmatic), A (sanidin, ortoză, anortoză, rar albit) și foarte rar M (biotit, piroxen alcalin, amfibol alcalin). Ma sunt aceleași ca și în rocile de adâncime.

Varietăți:

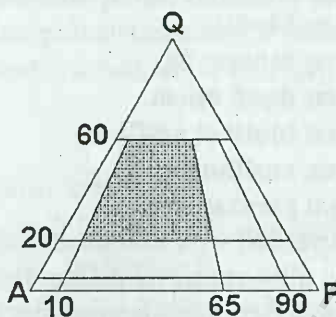
- 1. Sticle vulcanice:** *pechstein, perlit, obsidian, piatra ponce*
- 2. Comendit – pantellerit:** conțin fenocristale de M cu caracter alcalin; se deosebesc chimic:

$Al_2O_3 > \text{respectiv} < 1,33 FeO_T + 4,4$

Transformări

- A → caolinit, sericit;
- Biotit → clorit ± oxizi de Fe ± oxizi de Ti;
- Riebeckit → oxizi și hidroxizi de Fe;
- Egirin → oxizi și hidroxizi de Fe.

II. Grupa granitelor



A. Roci plutonice

Granite: sunt roci faneritice, deschise la culoare, constituite în principal din Q, A, și P, dar $A > P$. Mai conțin cantități reduse de M precum și Ma.

Q: cristale anhedrale, uneori cu extincție ondulatorie și frecvent cu incluziuni lichide, gazoase și solide (microcristale de apatit, rutil, zircon); în unele granite formează **concreșteri grafice** (cu ortoza) sau **myrmekitice** (cu P).

A: macroscopic are culoarea roșie (incluziuni de oligist provenit din Fe dispus în rețeaua feldspatului), roz, gălbuie, albă și mai rar verde (**amazonit**), fiind reprezentat prin ortoza, microclin, pertit și/sau albit; foarte rar apare anortoclazul.

P: cristale subhedrale, maclate polisintetic sau complex (mai frecvent legile Albit-Periclin sau Karlsbad-Albit), de P acid (albit-oligoclaz), uneori intermediar (andezin); rareori prezintă zonalitate normală slab exprimată.

M: sunt reprezentate prin biotit, muscovit, amfibol sodocalcic, piroxen și foarte rar olivină. Biotitul este cel mai frecvent M din granite. Este subhedral la euhedral, brun-verzui sau brun-roșcat și deseori conține incluziuni de rutil, allanit, zircon. Muscovitul este anhedral la euhedral; uneori formează concreșteri paralele cu biotitul sau îl substituie complet. Piroxenul apare mai rar, fiind reprezentat prin diopsid sau hipersten. Apare în granitele cristalizate din magme anhidre (lipsite de apă). Olivina apare numai în cazul amestecului de magme (un volum mare de magmă acidă se amestecă cu un volum mic de magmă bazică, rezultând o magmă acidă cu cristale relict de olivină din magma bazică; prin cristalizare rezultă granite cu olivină).

Ma: zircon, titanit, apatit, allanit, monazit, rutil, pirită, oxizi de Fe etc.

Varietăți:

1. Funcție de mineralul mafic predominant:
 - granit cu biotit;
 - granit cu muscovit;
 - granit cu două mize;
 - granit cu biotit și amfibol;
 - granit cu amfibol;
 - granit cu piroxen etc.
2. **Granit de Rapakiwi** – ovoide de ortoză roșie, înconjurate de o bandă albă sau alb-verzuie de plagioclaz acid.
3. **Adamellit** – $A \approx P$ (termen intermediar între granite și granodiorite).
4. **Charnokit** – granit cu piroxen rombic (nu toate granitele cu piroxen rombic sunt charnokite!).
5. **Aplogranit** – granit leucocratic, lipsit aproape complet de M.
6. **Apogranit** – granit albitizat sau greisenizat, localizat în apofizele intruziunilor granitoide și frecvent mineralizat cu Sn, W, Be, Nb-Ta, Li și B.
7. **Sienogranit** – granit în care A reprezintă 65- 90% din totalul feldspaților (A+P).
8. **Monzogranit** – granit în care A reprezintă 35-65% din totalul feldspaților.

B. Roci hipoabisice și filoniene

1. **Aplite granitice:** sunt constituite din Q, A și P.
2. **Pegmatite granitice:** sunt constituite din Q, A, P și minerale ce conțin Rb, Cs, B, Li, Be, F, REE (elemente rare).
3. **Microgranite porfirice:** au aceeași compoziție cu granitele însă prezintă structură holocristalină porfirică;

C. Roci vulcanice sau efuzive

Riolite: sunt roci afanitice, frecvent porfirice, alcătuite din Q, A, P și/sau sticlă vulcanică de chimism corespunzător. Mezostaza sau masa fundamentală este hialină, hipocristalină și mai rar holocristalină. Fenocristalele sunt reprezentate prin Q (cristale mai mult sau mai puțin euhedrale, frecvent corodate magmatic), A (sanidin, ortoză, anortoză, rar albit), rar P (oligoclaz) și foarte rar M (biotit). Ma sunt aceleași ca și în rocile de adâncime.

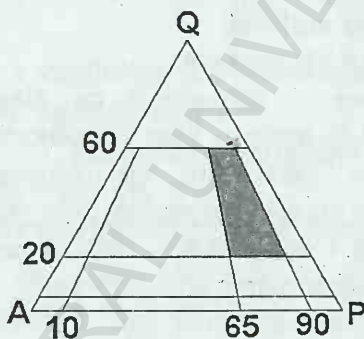
Varietăți:

1. **Sticle vulcanice:** *pechstein, perlit, obsidian, piatra ponce.*
2. **Porfire riolitice:** riolite paleovulcanice, cu mezostaza alterată.
3. **Porfire cuarțifere:** conțin fenocristale de cuarț.

Transformări

- A → caolinit, sericit;
P → saussurit (agregat microcristalin de albit, epidot, zoizit, sericit etc.);
Biotit, amfibol → clorit ± oxizi de Fe ± oxizi de Ti;

III. Grupa granodioritelor



Această familie cuprinde roci care au culoare, structură, textură și compoziție mineralogică asemănătoare cu a granitelor, deosebindu-se de acestea prin faptul că $P > A$. Frecvent, Q apare în cantitate mai mică iar M în cantitate mai mare.

A. Roci plutonice

Granodiorite: sunt roci faneritice, constituite în principal din Q, P și A, la care se adaugă M și Ma.

Q: cristale anhedrale, uneori cu extincție ondulatorie și frecvent cu incluziuni lichide, gazoase și solide (microcristale de apatit, rutil, zircon); în unele granodiorite formează **concreșteri grafice** (cu ortoza) sau **myrmekitice** (cu P).

P: cristale euhedrale la subhedrale, maclate polisintetic sau complex (mai frecvent legile Albit-Periclin sau Karlsbad-Albit), de P acid-

intermediar (oligoclaz-andezin); rareori prezintă structură zonală normală ($Ab_{35-45} - Ab_{9-20}$); de regulă, cantitatea de An din **P** crește odată cu creșterea cantității de amfibol și/sau piroxen.

A: macroscopic are culoarea roșie, roz, gălbuie sau albă, fiind reprezentat prin ortoză și/sau microclin, frecvent cu structură pertitică.

M: sunt reprezentate prin biotit, amfibol sodocalcic, Cpx (diopsid, augit), Opx (hipersten, foarte rar bronzit); biotitul și amfibolul sunt **M** comune din granodiorite și se prezintă sub formă de cristale mai mult sau mai puțin euhedrale; piroxenul este, de regulă, anhedral la subhedral.

Ma: zircon, titanit, apatit, allanit, monazit, rutil, pirită, oxizi de Fe etc.

Varietăți:

1. Funcție de mineralul mafic predominant:
 - granodiorit cu biotit;
 - granodiorit cu biotit și amfibol;
 - granodiorit cu amfibol;
 - granodiorit cu piroxen etc.
2. Granogabbrou – granodiorit cu plagioclaz bazic, de tip labrador; rocă de tranziție între granodiorite și gabbrouri.
3. Charnokit – granodiorit cu piroxen rombic (nu toate granodioritele cu piroxen rombic sunt charnokite!).
4. Banatite (von Cotta, 1864) – *roci cu compoziție mineralogică medie corespunzătoare granodioritelor, ce alcătuiesc masive intruzive laramice (Cretacic sup. – Paleogen) ce aflorează din Iugoslavia, Banat, Munții Apuseni, până în Ungaria; se prezintă în faciesuri diferențiate, de la acide (granite, granodiorite, diorite cuarțifere) la intermediare (granogabbrouri, diorite), însoțite de numeroase separații filoniene de aplite și lamprofire, toate având caractere mineralogice și chimice comune.*

B. Roci hipoabisice și filoniene

1. **Aplite granodioritice:** sunt constituite din Q, P, A și, de regulă, cantități reduse de M.
2. **Pegmatite granodioritice:** sunt constituite din Q, P, A și uneori minerale ce conțin Rb, Cs, B, Li, Be, F, REE.
3. **Microgranodiorite porfirice:** au aceeași compoziție cu granodioritele însă prezintă structură holocristalină porfirică.

C. Roci vulcanice sau efuzive

Dacite: sunt roci afanitice, frecvent porfirice, alcătuite din Q, P, A și/sau sticlă vulcanică de chimism corespunzător. Mezostaza sau masa fundamentală este hialină, hipocristalină și mai rar holocristalină. Fenocristalele sunt reprezentate prin Q (bipiramide hexagonale mai mult sau mai puțin corodate magmatic), P (oligoclaz – andezin, frecvent cu structură zonală), mai rar A (sanidin, ortoză, uneori pertitice), și M. Acestea din urmă sunt reprezentate prin biotit, amfibol, rar piroxen și cu totul izolat olivină (cu tridimit sau formând o bordură de reacție în jurul piroxenului. Biotitul și amfibolul prezintă uneori o bordură de opacit (oxihidroxizi de Fe și Ti) sau sunt complet opacizate. Ma sunt aceleași ca și în rocile de adâncime.

Varietăți:

Sticle vulcanice: *pechstein, perlit, obsidian, piatra ponce.*

Riodacite: similar cu dacite.

Transformări

A → caolinit, sericit, uneori oxihidroxizi de Fe;

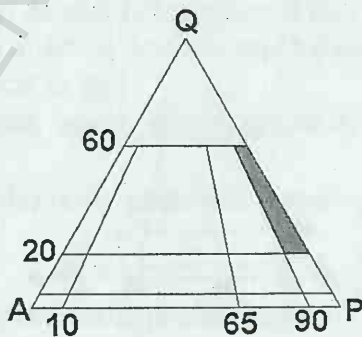
P → caolinit, sericit;

P → saussurit (agregat microcristalin de cuarț, albit, epidot, zoizit, clinozoizit, sericit etc.);

Biotit → clorit ± oxizi de Fe ± oxizi de Ti;

Amfibol → clorit, epidot, calcit, ± oxizi de Fe ± Ti (uneori numai opacit = oxihidroxizi de Fe ± Ti).

IV. Grupa tonalitelor



A. Roci plutonice

Tonalite: sunt roci faneritice, constituite în principal Q și P, la care se adaugă M și Ma. Feldspatul potasic lipsește sau apare accidental.

Celelalte caracteristici mineralogice, structurale și texturale sunt identice cu cele ale granodioritelor.

Varietăți:

1. Funcție de mineralul mafic predominant:
 - tonalit cu biotit;
 - tonalit cu biotit și amfibol;
 - tonalit cu amfibol;
 - tonalit cu amfibol și piroxen;
 - tonalit cu piroxen etc.
2. **Leucotonalit:** tonalit cu conținut redus de M.
3. **Trondhjemit:** similar cu leucotonalitul (de regulă M lipsesc).
4. **Plagiogranit:** similar cu leucotonalitul.

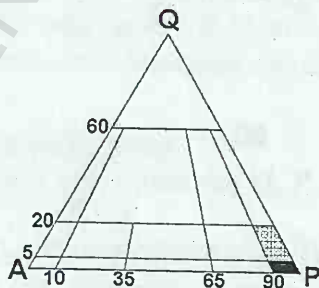
B. Roci hipoabisice și filoniene

1. **Aplite tonalițe:** sunt constituite din Q, P și, de regulă, cantități reduse de M.
2. **Pegmatite tonalițe:** sunt constituite din Q, P și uneori minerale ce conțin Rb, Cs, B, Li, Be, F, REE.
3. **Microtonalite porfirice:** au aceeași compoziție cu tonalitele însă prezintă structură holocristalină porfirică.

C. Roci vulcanice sau efuzive

Similare cu cele de la granodiorite, dar nu conțin A.

V. Grupa dioritelor



Această familie cuprinde roci care sunt alcătuite din P intermediar sau acid, M și Ma. În general sunt lipsite de A(FK) și Q sau conțin cantități cu totul subordonate plagioclazului. Rocile care conțin Q între 5% și 20%

din totalul QAP reprezintă roci de tranziție spre tonalite-dacite și sunt numite **diorite cuarțifere**, respectiv **andezite cuarțifere** (câmpul superior).

Există situații când dioritele și andezitele se pot confunda cu gabbrourele, respectiv bazaltele (sunt formate din aceleași specii minerale, deosebindu-se doar după natura plagioclazului, care este bazic în gabbroure și bazalte). În aceste cazuri separarea se face chimic, după conținutul în SiO_2 care este mai mare de 52% în diorite-andezite.

A. Roci plutonice

Diorite: sunt roci faneritice, constituite în principal din P, la care se adaugă M și Ma. Au culoarea alb-negru (aspect de sare și piper), cenușiu închisă sau cenușiu verzuie.

P: cristale euhedrale la subhedrale, maculate polisintetic sau complex (mai frecvent legile Albit-Periclin sau Karlsbad-Albit), de P intermediar sau acid (andezin sau oligoclaz); frecvent prezintă structură zonară normală (labrador – oligoclaz) și mai rar inversă.

A: apare rar și în cantități reduse (cel mult 10% din totalul feldspaților), ocupând interstițiile, bordând plagioclazul, sau în concreștere cu cuarțul; este reprezentat prin ortoza sau microclin, frecvent cu structură pertitică.

Q: apare rar și în cantități reduse (cel mult 5% din totalul QAP) sub formă de cristale anhedrale, uneori cu extincție ondulatorie și frecvent cu incluziuni lichide, gazoase și solide (microcristale de apatit, rutil, zircon); în unele diorite formează **concreșteri grafice** cu ortoza.

M: sunt reprezentate prin biotit, amfibol sodocalcic, Cpx (diopsid, augit), Opx (hipersten, foarte rar bronzit), rar olivină; amfibolul este cel mai frecvent M din diorite și se prezintă sub formă de cristale mai mult sau mai puțin euhedrale; olivina apare în dioritele mai bazice (în acest caz, P este un andezin cu conținut ridicat în An).

Ma: zircon, titanit, apatit, allanit, monazit, rutil, pirită, oxizi de Fe etc.

Structura: hipidiomorf granulară, rareori porfirică, orbiculară sau rubanată.

Varietăți:

Funcție de mineralul mafic predominant:

- **diorit cu biotit;**
- **diorit cu biotit și amfiboli;**
- **diorit cu amfiboli;**

- diorit cu amfiboli și piroxeni;
- diorit cu piroxeni etc.

B. Roci hipoabisice și filoniene

1. *Aplite dioritice*: sunt constituite din P și, de regulă, cantități reduse de M.
2. *Pegmatite dioritice*: sunt constituite din P, M și uneori minerale ce conțin Rb, Cs, B, Li, Be, F, REE.
3. *Microdiorite porfirice*: au aceeași compoziție cu dioritele însă prezintă structură holocristalină porfirică.
4. *Lamprofire*: sunt roci hipoabisice sau filoniene, închise la culoare, cu structura microgranular porfirică; fenocristalele sunt reprezentate în principal prin M și mai rar feldspați; aceștia din urmă se găsesc de obicei în mezostază care mai conține și microcristale de M (aceleași ca și în fenocristale); deseori mezostaza este alterată (agregat de calcit, clorit, epidot, zoizit, limonit, calcedonie etc.)

În funcție de natura fenocristalelor, se deosebesc mai multe tipuri:

- a. *Kersantite*: fenocristale de biotit și în cantitate redusă plagioclaz (oligoclaz-andezin).
- b. *Spessartite*: fenocristale de amfibol și/sau piroxen, rareori plagioclaz (andezin).

C. Roci vulcanice sau efuzive

Andezite: sunt roci afanitice, frecvent porfirice, alcătuite din P, M și/sau sticlă vulcanică de chimism corespunzător. Mezostaza sau masa fundamentală este hialină, hipocristalină și mai rar holocristalină. Fenocristalele sunt reprezentate prin M și P (Ab₃₅ – Ab₉₀, frecvent cu structură zonară). P apare și în mezostază sub formă de microlite mai acide (Ab₂₀₋₃₅). M (atât fenocristale cât și în mezostază) sunt reprezentate prin amfibol, piroxen, rar biotit și cu totul izolat olivină (străbătută de fisuri pline cu serpentinit). Biotitul și amfibolul prezintă uneori o bordură de opacit (oxihidroxizi de Fe și Ti) sau sunt complet opacizate. Microscopic, amfibolul este verde sau brun roșietic și uneori prezintă zonalitate. Piroxenii sunt cele mai frecvente M din andezite. Sunt reprezentați prin Cpx (augit, diopsid, pigeonit) și/sau Opx (hipersten, rar enstatit). *Q apare ca fenocristale numai în andezitele cuarțifere* (bipiramide hexagonale mai mult sau mai puțin corodate magmatic). A apare foarte rar, în cantități mici și numai în mezostază (sanidin, ortoză). Ma sunt aceleași ca și în rocile de adâncime.

Varietăți:

1. După mineralul mafic principal:
 - andezite cu biotit;
 - andezite cu amfiboli;
 - andezite cu amfiboli și piroxeni;
 - andezite cu piroxeni etc.
2. Sticle vulcanice: *pechstein, perlit, obsidian, piatra ponce*.
3. *Porfirite* – corespondent paleovulcanic al andezitelor; nu conțin sticlă vulcanică (devitrificare completă) iar mezostaza are culoarea roșie (oxihidroxizi de Fe) sau verde (clorit).
4. *Andezite bazaltoide* – sunt de culoare cenușie închisă sau neagră, putându-se confunda cu bazaltele; conținutul în SiO_2 este cuprins între 52% și 57%.
5. *Boninite* – andezite cu peste 8% MgO .
6. *Propilite* – termen utilizat pentru andezite complet sau aproape complet alterate sub influența unor soluții hidrotermale (propilitizare – transformarea rocii într-un agregat de cuarț, feldspat, clorit, epidot, sericit și impregnații de pirită).

Transformări

P → caolinit, sericit;

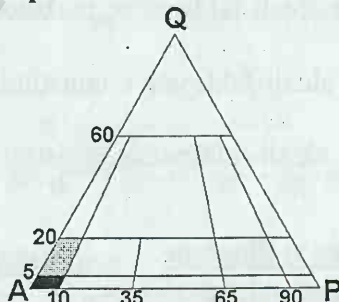
P → saussurit (agregat microcristalin de cuarț, albit, epidot, zoizit, clinozoizit, sericit etc.);

Biotit → clorit ± oxihidroxizi de Fe ± oxizi de Ti;

Amfibol → clorit, epidot, calcit, ± oxihidroxizi de Fe ± Ti (uneori numai opacit);

Piroxen → clorit ± oxizi de Fe ± calcit ± epidot.

VI. Grupa sienitelor alcali-feldspatice



A. Roci plutonice

Sienite alcali-feldspatice: sunt roci faneritice, deschise la culoare, constituite în principal din feldspat alcalin (A). Plagioclazul (P) reprezintă

sub 10% din totalul feldspaților. Mai conțin minerale mafice sau feromagneziene (M) și minerale accesorii (Ma). Când conțin M cu caracter alcalin (piroxen și/sau amfibol alcalin), sunt denumite impropriu sienite alcaline (se recomandă renunțarea la acest termen). Rocile care conțin Q între 5% și 20% din totalul QAP (nu din toată roca!) sunt numite *sienite alcali-feldspatice cuarțifere* (câmpul hașurat).

A: este reprezentat prin ortoză pertitică, microclin pertit, microclin, anortoză, albit.

M: sunt reprezentate prin biotit (frecvent bogat în fier), flogopit, piroxen alcalin (egirin, egirin-augit, augit titanifer) și/sau amfibol alcalin (riebeckit, arfvedsonit, hastingsit, barkevikit).

Ma: zircon, titanit, apatit, fluorit, thorit, monazit, oxizi de Fe, etc.

Varietăți:

3. Funcție de mineralul mafic predominant:
 - sienite alcali-feldspatice cu biotit;
 - sienite alcali-feldspatice cu muscovit;
 - sienite cu egirin;
 - sienite cu riebeckit;
 - sienite cu egirin și riebeckit etc.
4. Nordmarkite – sienite alcali-feldspatice cuarțifere.
5. Albitite - sienite alcali-feldspatice constituite aproape în întregime din albit.
6. Microclinite - sienite alcali-feldspatice constituite aproape în întregime din microclin.
7. Bostonite - sienite alcali-feldspatice fin granulare, leucocrate, în care cristalele tabulare, subțiri și subparalele, de feldspat formează șiruri divergente.
8. Umptekite – micropertit, arfvedsonit, egirin ± nefelin.
9. Ordosite - sienite alcali-feldspatice melanocrate (egirin, microclin, flogopit).
10. Ortosite - sienite alcali-feldspatice constituite aproape în întregime din ortoclaz.
11. Pertosite - sienite alcali-feldspatice constituite aproape în întregime din pertit.

B. Roci hipoabisice și filoniene

1. Aplite sienitice alcali-feldspatice
2. Kragerite (krageröite) – aplite constituite în principal din plagioclaz sodic și cantități variabile de rutil ± cuarț ± ortoclaz.
3. Pegmatite sienitice alcali-feldspatice

C. Roci vulcanice sau efuzive

Trahite alcali-feldspatice: sunt roci afanitice, frecvent porfirice, alcătuite din A și/sau sticlă vulcanică de chimism corespunzător. Mezostaza sau masa fundamentală este hialină, hipocristalină și mai rar holocristalină. Fenocristalele sunt reprezentate prin A (sanidin, ortoză, anortoză, rar albit) și foarte rar M (biotit, piroxen alcalin, amfibol alcalin). Ma sunt aceleași ca și în rocile de adâncime. Rocile care conțin Q între 5% și 20% din totalul QAP sunt numite *trahite alcali-feldspatice cuarțifere* (câmpul hașurat).

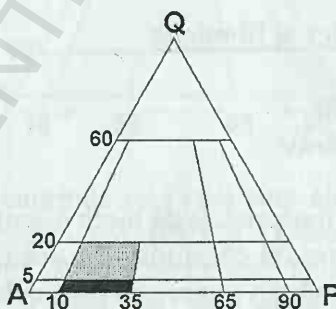
Varietăți:

3. **Keratofire** – formate în principal din albit sau ortoclaz și cantități minore de M. În mod obișnuit sunt asociate cu spilitele.
4. **Albitofire** – fenocristale de albit într-o mezostază feldspatică.
5. **Ortofire** – fenocristale și mezostaza alcătuite din ortoză; au caracteristic structura ortofirică (cristale izometrice de ortoclaz).

Transformări

- A → caolinit, sericit;
Biotit → clorit ± oxizi de Fe ± oxizi de Ti;
Riebeckit → oxizi și hidroxizi de Fe;
Egirin → oxizi și hidroxizi de Fe.

VII. Grupa sienitelor



A. Roci plutonice

Sienite: sunt roci faneritice, deschise la culoare, constituite în principal din A și P, dar A reprezintă peste 65% din (A+P). Mai conțin cantități reduse de M precum și Ma. Dacă conțin Q între 5% și 20% din totalul (Q+A+P) se numesc *sienite cuarțifere* (câmpul hașurat).

A: macroscopic are culoarea roșie (incluziuni de oligist provenit din Fe dispus în rețeaua feldspatului), roz, gălbuie sau albă, fiind reprezentat prin ortoză, microclin, pertit și/sau albit; foarte rar apare anortoclazul. **P:** cristale subhedrale, maclate polisintetic sau complex (mai frecvent legile Albit-Periclin sau Karlsbad-Albit), de **P** acid (oligoclaz), uneori intermediar (andezin); de regulă, bazicitatea plagioclazului crește proporțional cu cantitatea de **M**.

Q: de obicei lipsește însă uneori poate fi prezent în cantități reduse, umplând interstițiile dintre feldspați sau formând cu aceștia concreșteri.

M: sunt reprezentate prin biotit, amfibol sodocalcic, Cpx (augit, diopsid) și foarte rar Opx (hipersten) sau olivină.

Ma: zircon, titanit, apatit, allanit, monazit, fluorit, rutil, oxizi de Fe etc.

Varietăți:

9. Funcție de mineralul mafic predominant:
 - sienite cu biotit;
 - sienite cu biotit și amfiboli;
 - sienite cu amfiboli;
 - sienite cu piroxeni etc.
10. Sienogabbrouri – sienite în care **P** este bazic (labrador, bytownit).
11. Larvikite (Laurvikite) – sienite cu augit care conțin cristale rombice de feldspat cu luciu caracteristic; mai pot fi prezente cantități minore de nefelin, olivină sau cuarț.
12. Akerite – microsienite în care oligoclazul este rectangular.

B. Roci hipoabisice și filoniene

1. *Aplite sienitice*
2. *Pegmatite sienitice*
3. *Microsienite porfirice*
4. *Lamprofire:*

- a. *Minette* – fenocristale de biotit ± amfiboli ± Cpx ± olivină într-o mezostază constituită din aceleași **M** la care se adaugă ortoză și cantități minore de plagioclaz.
- b. *Vogesite* – fenocristale de amfiboli ± biotit ± Cpx într-o mezostază constituită din aceleași **M** la care se adaugă ortoză și cantități minore de plagioclaz.

C. Roci vulcanice sau efuzive

Trahite: sunt roci afanitice, frecvent porfirice, alcătuite din **A**, **P** și/sau sticlă vulcanică de chimism corespunzător. **Mezostaza** este hialină,

hipocristalină și mai rar holocristalină. **Fenocristalele** sunt reprezentate prin **A** (sanidin, ortoză, anortoză, rar albit), **P** (oligoclaz) și **M** (biotit, amfiboli, rar Cpx). **A** este prezent în cantitate mai mare în mezostază și mai puțin ca fenocristale în timp ce **P** se prezintă invers. Ma sunt aceleași ca și în rocile de adâncime. Dacă conțin **Q** între 5% și 20% din totalul (**Q+A+P**) se numesc **trahite cuarțifere** (câmpul hașurat).

Varietăți:

Rombporfire (rombenporfire) – sunt corespondentul vulcanic al larvikitelor

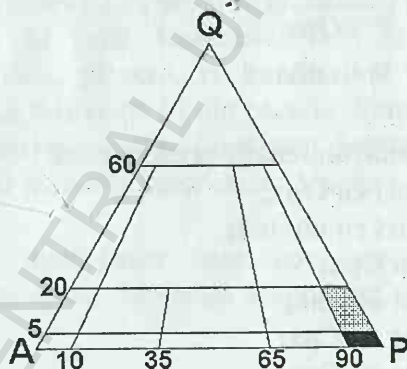
Transformări

A → caolinit, sericit;

P → saussurit (agregat microcristalin de albit, epidot, zoizit, sericit etc.);

Biotit, amfibol, Cpx → clorit ± oxizi de Fe ± oxizi de Ti;

VIII. Grupa gabbrourilor



Această familie cuprinde roci care sunt alcătuite din **P bazic**, **M** și **Ma**. În general sunt lipsite de **A** (FK) și **Q** sau conțin cantități cu totul subordonate plagioclazului. Rocile care conțin **Q** între 5% și 20% din totalul **QAP** reprezintă roci de tranziție spre granogabbrouri. Sunt numite **gabbrouri cuarțifere** (câmpul hașurat).

A. Roci plutonice

Sunt roci faneritice, constituite în principal din **P** și **M**, la care se adaugă **Ma**. În general cantitatea de **M** este egală sau mai mare decât **P**. În funcție de mineralul mafic principal se separă trei tipuri petrografice.

P: cristale euhedrale la subhedrale, maculate polisintetic sau complex (mai frecvent legile Albit-Periclin sau Karlsbad-Albit), de **P bazic** (labrador, bytownit, anortit); uneori prezintă structură zonară slab exprimată (bytownit - labrador).

A: apare rar și în cantități reduse (cel mult 10% din totalul feldspaților), ocupând interstițiile; este reprezentat prin ortoză pertitică.

Q: apare rar și în cantități reduse (cel mult 5% din totalul **QAP**) sub formă cristale anhedrale.

M: sunt reprezentate prin piroxen (Cpx - diopsid, augit, diallag; Opx - bronzit, hipersten, foarte rar enstatit și în general bogați în Ti), olivină mai mult sau mai puțin euhedrală, amfibol brun sau verde (cel mai des are caracter secundar, substituind piroxenul) și, în cantități reduse și foarte rar, biotitul.

Ma: apatit, magnetit, magnetit titanifer, ilmenit, pirotină, pentlandit, cromit, spinel, perowskit etc.

Tipuri petrografice

1. Gabbrouri: $P + Cpx$

2. Norite: $P + Opx$

3. Troctolite: $P + Olivină$

Varietăți:

1. Funcție de mineralul mafic predominant:

- gabbrouri cu Opx;
- gabbrouri cu olivină;
- norite cu Cpx;
- norite cu olivină;
- troctolite cu Cpx;
- troctolite cu Opx;
- gabbronorite – $Opx \approx Cpx$.

2. Corsite – $P +$ amfibol secundar (format pe seama piroxenului).

3. Eucrite – gabbrou în care **P** este bytownit sau anortit.

4. Allivalite – troctolit în care **P** este anortit.

5. Tîlaite – gabbrouri în care **Cpx** este reprezentat prin diopsid cromifer (verde).

5. Leucogabbrouri – $M < 30\%$.

6. Melagabbrouri – $M > 65\%$.

B. Roci hipoabisice și filoniene

1. **Pegmatite.**
2. **Microgabbrouri** (*uneori porfirice*): au aceeași compoziție cu gabbrourele.
3. **Dolerite:** au aceeași compoziție mineralogică cu gabbrourele și prezintă structură ofitică.
4. **Diabaze:** sinonim cu dolerite, însă sunt alterate (paleovulcanice).
5. **Lamprofire:**
 - a. **Odinite:** fenocristale de augit și labrador; mezostaza = plagioclaz + augit + olivină.
 - b. **Camptonite:** fenocristale de olivină, kersutit, augit titanifer; plagioclazul apare în mezostază.

C. Roci vulcanice sau efuzive

Bazalte: sunt roci afanitice, frecvent porfirice, de culoare cenușie-neagră, alcătuite din P, M și/sau sticlă vulcanică de chimism bazic. Mezostaza sau masa fundamentală este hialină, hipocrystalină și mai rar holocrystalină. Fenocristalele sunt reprezentate prin M și P (Ab₅₀ – Ab₉₀, frecvent cu structură zonară). P apare și în mezostază sub formă de microlite mai acide (Ab₃₅₋₅₀). M (atât fenocristale cât și în mezostază) sunt reprezentate prin olivină, piroxen, rar amfibol și cu totul izolat biotit. Piroxenii sunt cele mai frecvente M din bazalte. Sunt reprezentați prin Cpx (augit, diopsid, pigeonit) și/sau Opx (hipersten, bronzit). Q și A apar foarte rar, în cantități mici și numai în mezostază. Ma sunt aceleași ca și în rocile de adâncime.

Caracteristic pentru majoritatea bazaltelor sunt texturile veziculare, amigdaloidale sau miarolitice. Minerale secundare: silice, zeoliți, scapoliți, calcit, Cu nativ etc.

Varietăți:

1. **Bazalte cu olivină (oceanite)** – olivina reprezintă constituentul esențial.
2. **Tholeiite** – bazalte cu conținut mai ridicat de SiO₂ (cu hipersten sau cuarț normativ); olivina lipsește sau apare în cantități mici.
3. **Bazalte tholeiitice** – termen recomandat de IUGS pentru tholeiite.
4. **MORB** (*midle ocean ridge basalt*) – bazalte de rift oceanic constituite din Cpx bogat în Ca, olivină magneziană, plagioclaz, magnetit titanifer, cantități variabile de sticlă vulcanică brună și

foarte rar Opx și ilmenit; au un conținut scăzut în K_2O și TiO_2 (de fapt sunt bazalte tholeiitice sărace în K_2O și TiO_2).

5. **Bazalte aluminosae** (high alumina basalt) – bazalte cu peste 16% Al_2O_3 , din asociațiile tholeiitice, calco-alcaline și alcaline.
6. **Bazalte alcaline** (*alkali basaltes*) – conțin nefelin normativ sau foide ca minerale accesorii; **M** sunt reprezentate prin augit titanifer și olivină.
7. **Hialobazalte** – sticlă vulcanică bazică.
8. **Anamesite** – sunt roci afirice, holocristaline, cu structura intermediară între cea porfirică (bazalte) și cea ofitică (dolerite).
9. **Melafire** – bazalte paleozoice intens alterate (culoare verde închis sau roșu închis).
10. **Spilite** – termen utilizat pentru bazalte în care plagioclazul a fost complet albitizat.
11. **Variolite** – bazalte cu structura variolitică (concreștere radiară de microlite de **P** și piroxen).

Transformări

P → caolinit, sericit;

P → saussurit (agregat microcristalin de cuarț, albit, epidot, zoizit, clinozoizit, sericit etc.);

Biotit → clorit ± oxihidroxizi de Fe ± oxizi de Ti;

Amfibol → clorit, epidot, calcit, ± oxihidroxizi de Fe ± Ti (uneori numai opacit);

Piroxen → clorit ± oxizi de Fe ± calcit ± epidot;

Olivina → serpentină ± oxizi de Fe.

Anortozitele

Sunt roci plutonice, faneritice, leucocrate, constituite în principal din plagioclaz (peste 90% din volum). Poate fi atât acid (oligoclaz) cât și intermediar (andezin) sau bazic (labrador-bytownit). **M** apar în cantități mici și sunt reprezentate, cel mai frecvent, prin piroxen.

IX. Grupa rocilor ultrabazice

Această familie cuprinde roci subsaturate în silice ($SiO_2 < 45\%$), melanocrate, conținând peste 90% **M**: olivină, piroxeni, amfiboli, mică feromagneziană (biotit, flogopit) și melilit. **Ma** sunt reprezentate prin plagioclaz bazic, magnetit, ilmenit, cromit, spinel, pirop, perowskit, platină, diamant etc. Frecvent sunt roci aproape monominerale iar termenii filonieni și efuzivi au răspândire redusă.

A. Roci plutonice

Sunt roci faneritice, constituite din unul sau mai mulți silicați fero-magnezieni. În funcție de mineralul mafic principal se separă cinci grupe: *peridotitele*, *piroxenitele*, *hornblenditele*, *biotititele* și *melilitolitele*.

A.1 Peridotite

Sunt roci constituite predominant din olivină (40-60%). Mai conțin piroxeni, amfiboli și uneori biotit. În funcție de conținutul în olivină și de natura celui de-al doilea mineral mafic, se deosebesc:

1. Dunite

Conțin peste 90% olivină. Este reprezentată frecvent prin forsterit sau crisolit și mai rar hortonolit. Subordonat mai conțin Opx și/sau Cpx. Ca minerale accesorii apar cromitul, magnetitul și ilmenitul.

Varietăți: dunite cu cromit, d. cu ilmenit, d. cu magnetit (Ma între 5-50%).

2. Peridotite piroxenice

Olivina este tot mineralul principal însă aceste roci conțin și piroxeni în cantitate mare. În funcție de raporturile cantitative dintre ortopiroxen și clinopiroxen se deosebesc trei tipuri petrografice:

- *harzburgite* – olivină + Opx;
- *lherzolite* – olivină + Opx + Cpx;
- *wehrlite* – olivină + Cpx.

3. Peridotite amfibolice – olivină + amfiboli

4. Peridotite biotitice – olivină + biotit (bogat în MgO)

Peridotitele sunt afectate de un proces de alterare caracteristic – *serpentinizarea*. Prin serpentinizare, olivina trece în serpentinit (crisotil fibros sau antigorit lamelar) și magnetit (granule diseminate sau plaje). Aceste roci sunt numite serpentinite. Dacă tipul de peridotit supus serpentinizării este cunoscut, la termenul serpentinit se adaugă denumirea peridotitului cu prefixul *apo*. Exemple: serpentinit apodunitic, s. apowehrlic, s. apoharzburgitic etc.

A.2. Piroxenite

Sunt roci ultrabazice în care predomină piroxenul. În funcție de tipul de piroxen, se separă:

a. clinopiroxenite:

- *diopsidit*;
- *augitit*;
- *jacupirangite* – augit titanifer;
- *diallagit* etc.

b. ortopiroxenite:

- *enstatitit;*
- *bronzitit;*
- *hiperstenit etc.*

c. **websterite** – conțin cantități variabile de **Opx** și **Cpx**.

A.3. **Hornblendite**

Sunt formate aproape în întregime din amfiboli (în special sodo-calcici). Mai conțin subordonat olivină, piroxeni, iar ca minerale accesorii feldspați, titanit, apatit, magnetit, ilmenit etc.

A.4. **Biotitite** (Glimmerite)

Sunt roci extrem de rare, fiind asociate în special cu rocile alcaline. Sunt constituite aproape exclusiv din biotit.

A.5. **Melilitolite**

Mineralul predominant este melilitul. Mai conțin în cantități reduse piroxeni și/sau olivină.

B. Roci hipoabisice și filoniene

1. *Kimberlite*
2. *Lamproite*
3. *Lamprofire:*

Alnöite: fenocristale de flogopit, olivină și augit; mezostaza = melilit (> sau < transformat în calcit) + augit ± biotit + Ma (perowskit, granat, calcit).

C. Roci vulcanice sau efuzive

Melilitite: sunt roci afanitice, frecvent porfirice, de culoare cenușie-neagră, alcătuite din M și/sau sticlă vulcanică de chimism corespunzător. Mezostaza este hialină sau hipocristalină. Fenocristalele sunt reprezentate prin melilit, Cpx (diopsid, augit) și mai rar olivină.

Komatiite : mezostaza este hialină; fenocristalele sunt reprezentate prin olivină și piroxen, frecvent în concreșteri scheletale (structura spinifex).

Picrite: sticlă vulcanică + fenocristale abundente de olivină ± piroxen; separarea lor în roci bazice sau ultrabazice se face după criteriul chimic.

BIBLIOGRAFIE

- Bailey D. K. (1993) Carbonate magmas. *Jour. Geol. Soc.*, 150, 637-651.
- Brooks C. K., Larsen L. M., Nielsen T. F. D. (1991) Importance of iron-rich tholeiitic magmas at divergent plate margins: A reappraisal. *Geology*, 19, 269-272.
- Carmichael I.S. E., Turner F. J., Verhoogen J. (1974) *Igneous Petrology*. McGraw-Hill, New York.
- Clarke D. B. (1993) *Granitoid Rocks*. Chapman & Hall, London.
- Costesèque P., Schott J. (1976) Fractionnement isotopique et thermodiffusion en milieu poreux pour quelques éléments important en géochimie. *C. R. Acad. Sci., Paris, Série D*, 282, 1913-1916.
- Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. *George Allen & Unwin, London*.
- Ehlers E. G., Blatt H. (1982) *Petrology: igneous, sedimentary, and metamorphic*. Freeman, San Francisco.
- Falloon T. J., Green D. H. (1990) Solidus of carbonated fertile peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 94, 364-370.
- Freestone I. C., Hamilton D. L. (1980) The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites. An experimental study. *Contrib. Min. Petr.*, 73, 105-117.
- Furman T., Spera F. J. (1985) Comingling of acid and basic magma and implications for the origin of I-type xenoliths. I- Field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, U.S.A. *Journ. Volcan. Geotherm. Research*, 24, 301-318.
- Giușcă D. (1974) *Petrologia rocilor endogene*. Ed. Tehnică, București.
- Green H.D., Falloon J. T., Eggins M. S., Yaxley M. G. (2001) Primary magmas and mantle temperatures. *Eur. J. Mineral.*, 13, 437-451.
- Hall A. (1996) *Igneous Petrology* (2nd edn). Prentice Hal, Harlow.
- Har N. (2005) *Petrologie magmatică. Elemente de petrogeneză și produsele magmatismului*. Ed. Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
- Hawthorne J. B. (1975) Model of a Kimberlite Pipe. În *Physics and Chemistry of the Earth*, 9, p. 1-15.
- Hess P. C. (1989) *Origins of Igneous Rocks*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts.
- Juster T. C., Grove T. L., Perfit M. R. (1989) Experimental constraints on the generation of FeTi basalts, andesites and rhyodacites at the Galapagos spreading centre, 85W and 95W. *Journ. Geophys. Research.*, 94, 9251-9256.
- Kareem K. M., Byerly G. R. (2001) Hotter than you thought--komatiites from the Barberton Greenstone Belt. *GSA Annual Meeting, November 5-8, 2001, Boston, Massachusetts*.
- Kirkley M. B. (1998) The Origin of Diamonds; Earth Processes. În Harlow, G. E., Editor: *The Nature of Diamonds*, 48-65.

- Kjarsgaard B. A., Hamilton D. L. (1988) Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites. *Mineralog. Mag.*, 52, 43-55.
- Le Bas M. J. (2000) IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks. *Jour. Petrology*, 41/10, 1467-1470.
- Le Bas M. J., Handley C. D. (1979) Variation in apatite composition in ijolitic and carbonatitic igneous rocks. *Nature*, 279, 54-56.
- LeMaitre R. W. (ed.) (1989) *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, Cambridge*
- Le Pichon X. (1980) *La lithosphère océanique: fondement de la tectonique globale*. Mem. h. sér. Soc. Geol. de France, 10, Paris.
- Leshner C. E. (1986) Effects of silicate liquid composition on mineral-liquid element partitioning from Soret diffusion studies. *Journ. Geophys. Research*, 91, 6123-6141.
- Leshner C. E., Walker D. (1988) Solution properties of silicate liquids from thermal diffusion experiments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 1397-1411.
- Lodding A., Ott A. (1966) Isotope thermotransport in liquid potassium, rubidium and gallium. *Z. Naturforschung*, 21A, 1344-47.
- Marsh B. D. (1982) On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. *Amer. J. Sci.*, 282, p. 808-855.
- McBirney R. A. (1996). The Skaergaard Intrusion. In: Cawthorn R. G. (ed.), *Layered Intrusions*. Elsevier, Amsterdam.
- MacDonald R. (1984). *Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks*. *Bull. Vulcanologique*, 38/2, p. 498-516.
- MacKenzie W. S., Donaldson C. H., Guilford C. (1982) *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*, John Wiley & Sons
- Mitchell R. H. (1986) Kimberlites: Their Mineralogy, Geochemistry, and Petrology. *Plenum Press, New York*.
- Naslund R. H., McBirney R. A. (1996) Mechanisms of Formation of Igneous Layering. In: Cawthorn R. G. (ed.), *Layered Intrusions*. Elsevier, Amsterdam.
- Nielsen R. L. (1989) Phase equilibria constraints on liquid lines of descent generated by paired assimilation and fractional crystallization: Trace elements and Sr and Nd isotopes. *Journ. Geophys. Research*, 94, 787-794.
- Nielsen R. L. (1990) Simulation of igneous differentiation processes. In: Nicholls J., Russell J. K. (eds) *Modern methods of igneous petrology: Understanding magmatic processes*. Reviews in Mineralogy, 24, Mineralogical Society of America, Washington.
- Oldenburg C. M., Spera F. J., Yuen D. A., Sewell G. (1989) Dynamic mixing in magma bodies: Theory, simulations and implications. *Journ. Volcan. Geotherm. Research*, 94, 9215-9236.

- Osborn E. F. (1959) Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma. *Amer. Journ. Sci.*, 257, 609-647.
- Peterson T. D. (1989) Peralkaline nephelinites. II. Low pressure fractionation and the hypersodic lavas of Oldoinyo L'engai. *Contrib. Min. Petr.*, 102, 336-346.
- Pitcher W. S. (1997) The Nature and Origin of Granite (2nd ed). *Chapman & Hall, London*.
- Rădulescu D. (1981) Petrologie magmatică și metamorfică. *Ed. Did. Pedag., București*.
- Roedder E. (1951) Low temperature liquid immiscibility in the system K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 . *Amer. Mineral.*, 36, 282-286.
- Roedder E. (1979) Silicate liquid immiscibility in magmas. În: Yoder H. S. (ed) *The Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary perspectives*. Princeton University Press, New Jersey, 15-57.
- Rollinson H. R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical, New York.
- Schairer J. F., Bowen N. L. (1947) The system anorthite-leucite-silica. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 140, 67-87.
- Șeclăman M., Bârzoii S. C., Luca A. (1999) Petrologie magmatică. Sisteme și procese magmatice. *Ed. Univ. București*.
- Sparks R. S. J., Marshall L. A. (1986) Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journ. Volcan. Geotherm. Research*, 29, 99-124.
- Walker D., De Long S. E. (1982) Soret separation of mid-ocean ridge basalt magma. *Contr. Min. Petr.*, 79, 231-40.
- Wilson M. (1993) Magmatic differentiation. *Jour. Geol. Soc.*, 150, 611-624.
- Winter D. J. (2001) An introduction to igneous and metamorphic petrology. *Prentice Hall, New Jersey*.
- White B. S., Wyllie P. J. (1992) Solidus reactions insynthetic lherzolite- H_2O - CO_2 from 20 – 30kbar, with applications to melting and metasomatism. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 50, 117-130.
- Woolley A. R., Kempe D. R. C. (1989) Carbonatite: nomenclature, average chemical composition and element distribution. In: Bell K. (Ed.), *Carbonatite: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 1 – 14.
- Wyllie P. J., Lee W. J. (1999) Kimberlites, carbonatites, peridotites and silicate-carbonate liquid immiscibility explained in parts of the system CaO -($MgO+FeO^*$)-(Na $2O$ +K $2O$)-(SiO 2 +Al $2O_3$ +TiO 2)-CO 2 . In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. (Eds.), *Proceedings 7th International Kimberlite Conference April 1998, Cape Town, The P.H. Nixon, vol. 2*.

Bun de tipar: 2009. Apărut: 2009
Editura Tehnopress, str. Pinului nr. 1A, 700109 Iași
Tel./fax: 0232 260092
email: tehnopress@yahoo.com
www.tehnopress.ro